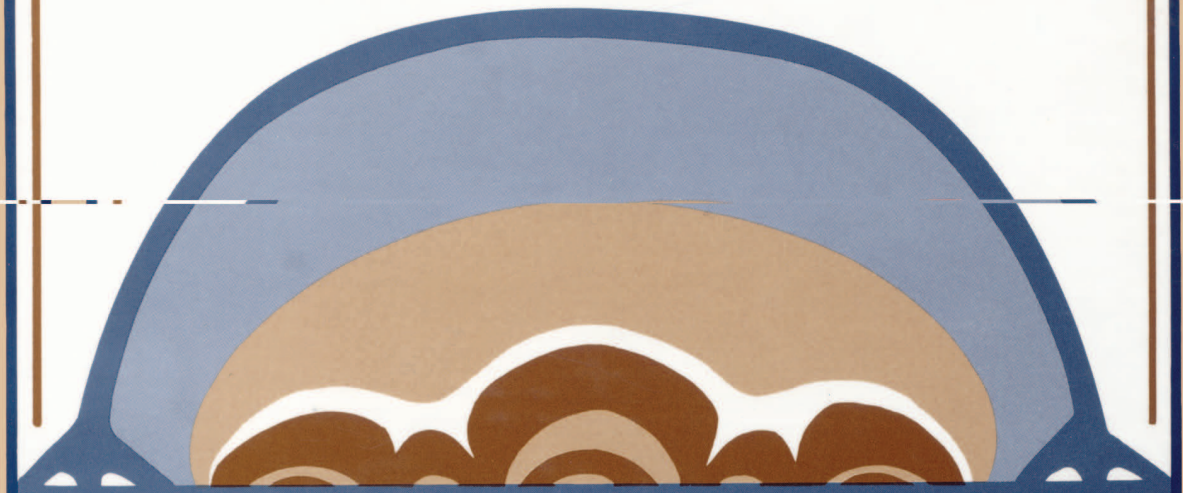
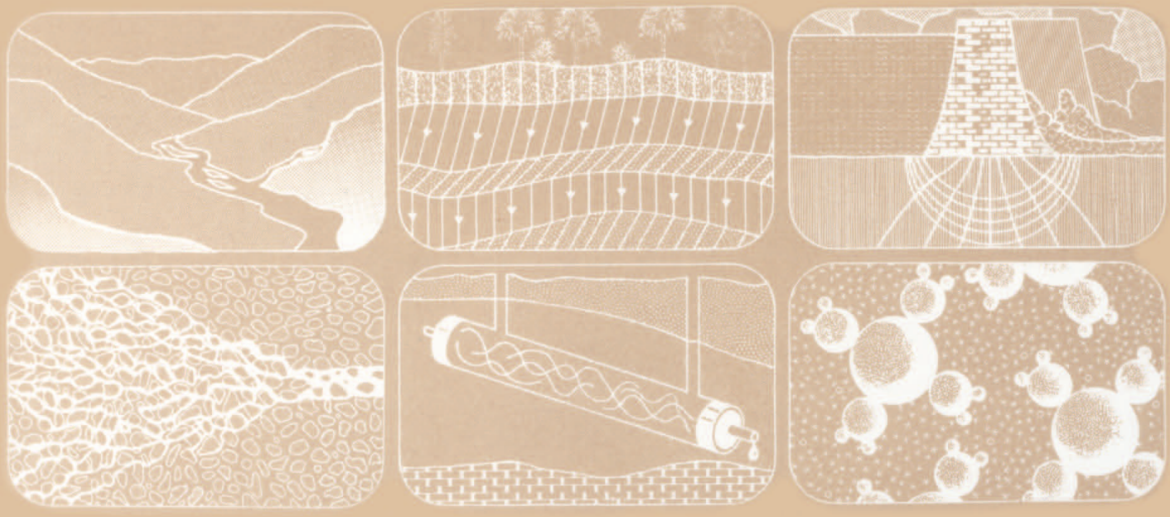
YERALTI SUYU

R. Allan Freeze/John A. Cherry



Çeviren: Kâmil Kayabalı



Gazi
kitabevi

YERALTI SUYU

R. Allan Freeze

British Columbia Üniversitesi
Yerbilimleri Bölümü
Vancouver, British Columbia

John A. Cherry

Waterloo Üniversitesi
Yerbilimleri Bölümü
Waterloo, Ontario

Çeviren:

Kâmil Kayabalı

Ankara Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

YERALTI SUYU

Prentice-Hall Inc.
Englewood Cliffs, New Jersey 07632

Kongre Kütüphanesi Yayınlanmış Eserlerin Kataloglanması

Freeze, R. Allan
Yeraltı Suyu

Bibliyografya: p.
İndeksi mevcut.
1. Su, Yeraltı. I. Cherry, John A., eş-yazar II. Başlık.
GB1003.2.F73 551.4'98 78-25796
ISBN 0-13-365312-9

Redaksiyon/prodüksiyon danışmanı : Cathy Brenn/Kim McNeily
İç tasarım : Chris Gadekar
Ürün alıcısı : Harry Baisley
Bölüm logoları : Peter Russell

© 1979'da Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. 07632 tarafından.

Tüm hakları saklıdır. Bu eserin herhangi bir bölümü yayınevinin yazılı iznini almadan çoğaltılamaz.

Amerika Birleşik Devletleri'nde Basılmıştır

19 18 17 16 15 14 13 12 11

Prentice-Hall International, Inc., *Londra*
Prentice-Hall of Australia Pty. Ltd., *Sidney*
Prentice-Hall of Canada Ltd., *Toronto*
Prentice-Hall of India Private Limited, *Yeni Delhi*
Prentice-Hall of Japan, Inc., *Tokyo*
Prentice-Hall of Southeast Asia Pte. Ltd., *Singapur*
Whitehall Books Limited, *Wellington, Yeni Zelanda*

Elinizdeki bu kitap belki de yazabileceğimizin en iyisidir. Roman yazarlarının yaptığı gibi ithaflarımızı tek tek sıralamamız mümkün değildir. Ana-babalarımızın, eşlerimizin, ailelerimizin, hocalarımızın ve öğrencilerimizin ömür boyu süren katkılarını takdirle karşılıyoruz. Bu kitap onların hepsine ithaf edilmiştir.

Bu kitap ayrıca, pek azı bunu okuyacak bile olsa, öğrencilik yıllarımızda burs sağlayan, araştırmalarımıza maddi destek veren ve son zamanlarda da sabatik dönemlerde katkı koyan Kanada ve A.B.D.'nin tüm vergi mükelleflerine ithaf edilmiştir.

İçindekiler

Önsöz xvii
Çevirenin Önsözü xix

1 Giriş 1

1.1 Yeraltı Suyu, Yer ve İnsan 2

YERALTI SUYU VE HİDROLOJİK DÖNGÜ 3
DOĞAL KAYNAK OLARAK YERALTI SULARI 6
YERALTI SUYU KİRLENMESİ 8
BİR JEOTEKNİK PROBLEM OLARAK YERALTI SUYU 9
YERALTI SUYU VE JEOLOJİK SÜREÇLER 10

1.2 Yeraltı Suyu Çalışmasının Bilimsel Temelleri 10

1.3 Yeraltı Suyu Kaynak Geliştirmesinin Teknik Temelleri 12

2 Fiziksel Özellikler ve İlkeler 14

2.1 Darcy Yasası 15

2.2 Hidrolik Yük ve Akışkan Potansiyeli 18

HUBBERT'IN AKIŞKAN POTANSİYELİ ANALİZİ 18
BOYUTLAR VE BİRİMLER 22
PİYEZOMETRELER VE TELESKOPİK PİYEZOMETRELER 23
EŞLENİK AKIŞ 25

2.3 Hidrolik İletkenlik ve Geçirgenlik 26

2.4 Hidrolik İletkenliğin Heterojenliği ve Anizotropisi 30

HOMOJENLİK VE HETEROJENLİK 30
İZOTROPİ VE ANİZOTROPİ 32
ÜÇ BOYUTTA DARCY YASASI 34
HİDROLİK İLETKENLİK ELİPSOİDİ 35

2.5 Gözeneklilik ve Boşluk Oranı 36

2.6 Doygun Olmayan Akış ve Su Tablası 38

NEM İÇERİĞİ 39
SU TABLASI 39

NEGATİF BASINÇ YÜKLERİ VE KAPİLARİMETRELER 39
DOYGUN OLMAYAN HİDROLİK PARAMETRELERİN KARAKTERİSTİK EĞRİLERİ 41
DOYGUN, DOYGUN OLMAYAN VE GERİLİMLİ DOYGUN KUŞAKLAR 44
ASILI VE TERS DÖNMÜŞ SU TABLALARI 45
ÇOK FAZLI AKIŞ 45

2.7 Akiferler ve Akitardlar 47

AKİFERLER, AKİTARDLAR VE AKİKLÜDLER 47
BASINÇLI VE SERBEST AKİFERLER 48
BASINÇ YÜZEYİ 49

2.8 Dengeli ve Dengesiz Akış 49

2.9 Sıkışabilirlik ve Efektif Gerilme 51

SUYUN SIKIŞABİLİRLİĞİ 51
EFEKTİF GERİLME 52
GÖZENEKLİ ORTAMIN SIKIŞABİLİRLİĞİ 54
AKİFERİN SIKIŞABİLİRLİĞİ 56
DOYGUN OLMAYAN KUŞAKTAKİ EFEKTİF GERİLME 57

2.10 İletimlilik ve Depolayabilme 58

ÖZGÜL DEPOLAMA 58
BASINÇLI AKİFERİN İLETİMLİLİĞİ VE DEPOLAYABİLİRLİĞİ 59
SERBEST AKİFERLERDE İLETİMLİLİK VE ÖZGÜL VERİM 61
DOYGUN OLMAYAN KUŞAKTA DEPOLAMA 62

2.11 Yeraltı Suyu Akış Denklemleri 63

DENGELİ REJİMDE DOYGUN AKIŞ 63
DENGESİZ REJİMDE DOYGUN AKIŞ 64
DENGESİZ REJİMDE DOYGUN OLMAYAN AKIŞ 66
SINIR DEĞERİ PROBLEMLERİ 67

2.12 Darcy Yasasının Sınırlamaları 69

DARCY ORTAMI VE TEMSİLCİ ELEMENTER HACİM 69
ÖZGÜL DEBİ, MAKROSKOPİK HIZ VE MİKROSKOPİK HIZ 70
DARCY YASASININ ALT VE ÜST SINIRLARI 72
ÇATLAKLI KAYALARDA AKIŞ 73

2.13 Hidrodinamik Dispersiyon 75

3 Kimyasal Özellikler ve İlkeler 80

3.1 Yeraltı Suyu ve Kimyasal Bileşenleri 82

SU VE ELEKTROLİTLER 82
ORGANİK BİLEŞENLER 86

ÇÖZÜNMÜŞ GAZLAR 86
KONSANTRASYON BİRİMLERİ 87

3.2 Kimyasal Denge 89

KÜTLE HAREKETİ YASASI 89
AKTİVİTE KATSAYILARI 90
DENGE VE SERBEST ENERJİ 90
ÇÖZÜNMÜŞ GAZLAR 95

3.3 Çözünmüş Türlerin Toplanması ve Ayrışması 96

ELEKTRO-NÖTRALİTE ŞARTI 96
SUYUN AKTİVİTESİ VE BİLEŞENLERİNE AYRILMASI 97
POLİPİROTİK ASİTLER 98
İYON KOMPLEKSLERİ 100
ÇÖZÜNMÜŞ TÜRLERİN HESAPLANMASI 101

3.4 Konsantrasyon Gradyanının Etkileri 103

3.5 Mineral Çözünmesi ve Çözünürlük 106

ÇÖZÜNÜRLÜK VE DENGE SABİTİ 106
İYONİK GÜÇ ETKİSİ 107
KARBONAT SİSTEMİ 108
ORTAK İYON ETKİSİ 112
DENGESİZLİK VE DOYGUNLUK İNDİSİ 112

3.6 Oksidasyon ve Redüksiyon Süreçleri 114

OKSİDASYON DURUMLARI VE REDÜKSİYON REAKSİYONLARI 114
OKSİJEN VE ORGANİK MADDENİN TÜKETİMİ 117
DENGE REDOKS ŞARTLARI 119
MİKROBİYOLOJİK FAKTÖRLER 121
pE – pH DİYAGRAMLARI 123

3.7 İyon Değişimi ve Adsorpsiyon 127

MEKANİZMALAR 127
KATYON DEĞİŞİM KAPASİTESİ 128
KÜTLE HAREKETİ DENKLEMLERİ 129

3.8 Çevresel İzotoplar 134

KARBON-14 134
TRİTYUM 136
OKSİJEN VE DÖTERYUM 137

3.9 İndeks Parametrelerinin Arazide Ölçümü 139

4 Yeraltı Suyu Jeolojisi 144

4.1 Litoloji, Stratigrafi ve Yapı 145

4.2 Akarsu Çökelleri 147

4.3 Yel Çökelleri 147

4.4 Buzul Çökelleri 149

4.4 Sedimenter Kayalar 152

KUMTAŞLARI 152
KARBONAT KAYALARI 154
KÖMÜR 157
ŞEYL 158

4.6 Mağmatik ve Metamorfik Kayalar 158

4.7 Permafrost 163

5 Akım Ağları 167

5.1 Grafik Çizim Yoluyla Akım Ağları 168

HOMOJEN, İZOTROP SİSTEMLER 168
HETEROJEN SİSTEMLER VE TANJANT YASASI 172
ANİZOTROP SİSTEMLER VE DÖNÜŞTÜRÜLMÜŞ KESİT 174

5.2 Analog Benzetişim Yoluyla Akım Ağları 178

İLETKEN KAĞIT ANALOGLARI 179
DİRENÇ AĞI ANALOGLARI 180

5.3 Sayısal Benzetişim Yoluyla Akım Ağları 181

5.4 Doygun – Doygun Olmayan Akım Ağları 185

5.5 Sızma Yüzeyi ve Dupuit Akışı 186

SIZMA YÜZEYİ, ÇIKIŞ NOKTASI VE SERBEST YÜZEY 186
SERBEST YÜZEY AKIŞINDA DUPUIT – FORCHHEIMER TEORİSİ 188

6 Yeraltı Suyu ve Hidrolojik Döngü 192

6.1 Dengeli Bölgesel Yeraltı Suyu Akışı 193

BESLENME ALANLARI, BOŞALIM ALANLARI VE YERALTI SUYU BÖLÜM ÇİZGİLERİ 193
TOPOĞRAFYANIN BÖLGESEL AKIŞ SİSTEMLERİ ÜZERİNDEKİ ETKİSİ 195

JEOLOJİNİN BÖLGESEL AKIŞ SİSTEMLERİ ÜZERİNDEKİ ETKİSİ 197
FIŞKIRAN ARTEZYEN KUYULARI 199
AKIŞ SİSTEMLERİNİN HARİTALANMASI 200

6.2 Dengeli Rejim Hidrolojik Bütçeleri 203

BÖLGESEL AKIŞ SİSTEMLERİNİN NİCEL OLARAK YORUMLANMASI 203
HİDROLOJİK BÜTÇENİN BİLEŞENLERİ OLARAK YERALTI SUYU BESLENME VE BOŞALIMI 205

6.3 Dengesiz Bölgesel Yeraltı Suyu Akışı 208

6.4 Süzülme ve Yeraltı Suyu Beslenmesi 211

SÜZÜLME TEORİSİ 211
ARAZİ ÖLÇÜMLERİ 215

6.5 Yamaç Hidrolojisi ve Dere Akışının Oluşması 217

YÜZEYSEL AKIŞ 218
YÜZEYALTI TAŞKIN AKIŞI 219
KİMYASAL VE İZOTOPİK BELİRTEÇLER 221

6.6 Kurak Dönem Sellenmesi Boşalımı ve Yamaç Depolaması 225

6.7 Yeraltı Suyu – Göl Etkileşimi 226

6.8 Yeraltı Su Seviyesindeki Dalgalanmalar 229

BUHARLAŞMA-TERLEME VE BİTKİLERLE YÜZEYSEL SU TÜKETİMİ 231
YERALTI SUYU BESLENMESİ SIRASINDA HAVA KAPANLANMASI 231
ATMOSFERİK BASINÇ ETKİLERİ 233
DIŞ YÜKLER 234
PİYEZOMETRELERDE GECİKME 234

7 Doğal Yeraltı Suyunun Kimyasal Evrimi 237

7.1 Hidrokimyasal Sıralamalar ve Fasiyesler 238

YAĞIŞ SUYUNUN KİMYASI 238
ZEMİNDEKİ KARBONDİOKSİT 240
MAJÖR İYON EVRİM SIRALAMASI 241
ELEKTROKİMYASAL EVRİM SIRALAMASI 244

7.2 Grafik Yöntemler ve Hidrokimyasal Fasiyesler 247

7.3 Karbonat Arazide Yeraltı Suyu 254

AÇIK SİSTEM ÇÖZÜNMESİ 254
KAPALI SİSTEM ŞARTLARI 256
UYUŞMAYAN ÇÖZÜNME 257
DİĞER FAKTÖRLER 259
KİMYASAL ANALİZLERİN YORUMLANMASI 261

7.4 Kristalen Kayalarda Yeraltı Suyu 268

TEORİK DEĞERLENDİRMELER 268
LABORATUVAR DENEYLERİ 273
ARAZİ VERİLERİNİN YORUMLANMASI 275

7.5 Kompleks Sedimenter Sistemlerdeki Yeraltı Suyu 279

KARŞILAŞMA SIRASI 280
BUZUL ÇÖKELLERİNDE SU BİLEŞİMİ 284
KATMANLI SEDİMENTER KAYALARDAKİ YERALTI SUYU 286

7.6 ^{14}C Yaşlarının Jeokimyasal Yorumu 290

7.7 Derin Sedimenter Havzalarda Membran Etkileri 292

7.8 Süreç Hızları ve Moleküler Difüzyon 295

8 Yeraltı Suyu Kaynak Değerlendirmesi 303

8.1 Yeraltı Suyu Kaynaklarının Geliştirilmesi 304

ARAMA, DEĞERLENDİRME VE İŞLETME 304
KUYU VERİMİ, AKİFER VERİMİ VE HAVZA VERİMİ 305

8.2 Akiferlerin Aranması 306

YÜZEYSEL JEOLOJİK YÖNTEMLER 306
YERALTI JEOLOJİK YÖNTEMLER 307
YÜZEYSEL JEOFİZİK YÖNTEMLER 308
YERALTI JEOFİZİK YÖNTEMLER 309
KUYU VE PİYEZOMETRE SONDAJLARI VE DONANIMLARI 312

8.3 İdeal Akiferlerin Pompaja Tepkisi 314

BİR KUYUYA DOĞRU IŞINSAL AKIŞ 315
THEIS ÇÖZÜMÜ 317
SIZDIRAN AKİFERLER 320
SERBEST AKİFERLER 324
ÇOK KUYULU SİSTEMLER, DEĞİŞEN POMPAJ DEBİLERİ, GECİKMELİ VERİMİ, KISMÎ PENETRASYON 327
SINIRLI AKİFERLER 330
İDEAL AKİTARDLARIN TEPKİSİ 332
GERÇEKTEKİ DURUMLAR 334

8.4 Parametrelerin Ölçümü: Laboratuvar Deneyleri 335

HİDROLİK İLETKENLİK 335
GÖZENEKLİLİK 337
SIKIŞABİLİRLİK 337
DOYGUN OLMAYAN KARAKTERİSTİK EĞRİLER 339

8.5 Parametrelerin Ölçümü: Piyezometre Deneyleri 339

8.6 Parametrelerin Ölçümü: Pompaj Deneyleri 343

LOG-LOG TÜRÜ EĞRİ UYARLAMASI 343
YARI LOGARİTMİK DİYAGRAMLAR 347
POMPAJ DENEYLERİNİN YARARLARI VE SAKINCALARI 349

8.7 Doygun Hidrolik İletkenliğin Bulunması 350

8.8 Akifer Veriminin Sayısal Benzetişim ile Bulunması 352

SONLU FARKLAR YÖNTEMİ 352
SONLU ELEMANLAR YÖNTEMİ 356
MODEL KALİBRASYONU VE TERS PROBLEM 356

8.9 Akifer Veriminin Analog Benzetişim ile Bulunması 359

ELEKTRİK AKIMI İLE YERALTI SUYU AKIŞI ARASINDAKİ BENZERLİK 360
REZİSTANS-KAPASİTANS AĞI 361
ANALOG VE SAYISAL BENZETİŞİMİN KARŞILAŞTIRILMASI 363

8.10 Havza Verimi 364

BİR YERALTI SUYU HAVZASININ EMNİYETLİ VERİMİ VE OPTİMUM VERİMİ 364
DENGESİZ HİDROLOJİK BÜTÇELER VE HAVZA VERİMİ 365

8.11 Yapay Beslenme ve Nehir Kaynaklı Süzülme 367

8.12 Oturma 370

OTURMA MEKANİZMASI 370
OTURMANIN ARAZİDE ÖLÇÜMÜ 372

8.13 Deniz Suyu Girişimi 375

9 Yeraltı Suyu Kirlenmesi 383

9.1 Su Kalitesi Standartları 385

9.2 Taşınma Süreçleri 388

HOMOJEN ORTAMDAKİ REAKTİF OLMAYAN BİLEŞENLER 389
HETEROJEN ORTAMDAKİ REAKTİF OLMAYAN BİLEŞENLER 397
REAKTİF BİLEŞENLERİN TAŞINMASI 402
ÇATLAKLI ORTAMDA TAŞINMA 408

9.3 Kirleticilerin Hidrokimyasal Davranışı 413

AZOT 413
İZ METALLER 416
İZ AMETALLER 420
ORGANİK MADDELER 424

9.4 Parametrelerin Ölçümü 426

HIZIN BELİRLENMESİ 426
DİSPERSİVİTE 430
KİMYASAL BÖLÜMLENME 432

9.5 Kirlenme Kaynakları 434

KATI ATIKLARIN YÜZEYDE DEPOLANMASI 434
KANALİZASYON ATIKLARININ YÜZEYDE DEPOLANMASI 439
TARIMSAL FAALİYETLER 442
PETROL DÖKÜLME VE SIZMALARI 444
RADYOAKTİF ATIK DEPOLAMASI 447
SIVI ATIKLARIN DERİN KUYULARA BASILMASI 454
DİĞER KAYNAKLAR 456

10 Yeraltı Suyu ve Jeoteknik Problemler 463

10.1 Gözenek Basıncı, Heyelanlar ve Şev Duraylılığı 464

MOHR-COULOMB YENİLME TEORİSİ 465
ŞEV DURAYLILIK ANALİZİNDE SINIR DENGE YÖNTEMLERİ 468
YERALTI SUYU ŞARTLARININ ZEMİNLERDEKİ YAMAÇ DURAYLILIĞINA ETKİSİ 470
YERALTI SUYU ŞARTLARININ KAYALARDAKİ YAMAÇ DURAYLILIĞINA ETKİSİ 472

10.2 Yeraltı Suyu ve Barajlar 475

BARAJ TÜRLERİ VE BARAJ YENİLMELERİ 476
BETON BARAJLAR ALTINDAN SIZMA 477
BARAJ TEMELLERİNDE ENJEKSİYON VE DRENAJ 479
TOPRAK BARAJLARDA DENGELİ SIZMA 481
TOPRAK BARAJLARDA DENGESİZ SIZMA 483
BARAJ GÖLLERİNİN HİDROJEOLOJİK ETKİSİ 485

10.3 Tüneller İçine Yeraltı Suyu Akışı 487

DENGELİ VEYA DENGESİZ DRENAJ ALANI OLARAK TÜNEL 488
TÜNELLERDEKİ HİDROJEOLOJİK TEHLİKELER 489
TÜNELLER İÇİNE YERALTI SUYU AKIŞINI TAHMİN YÖNTEMLERİ 490

10.4 Kazılara Yeraltı Suyu Boşalımı 491

KAZILARIN DRENAJI VE SUDAN ARINDIRILMASI 492
KAZILAR İÇİNE YERALTI SUYU BOŞALIMININ TAHMİN ANALİZİ 494

11 Yeraltı Suyu ve Jeolojik Süreçler 497

11.1 Yeraltı Suyu ve Yapısal Jeoloji 498

HUBBERT-RUBEY BİNDİRME FAYI TEORİSİ 498
DEPREM TAHMİNİ VE KONTROLÜ 500

11.2 Yeraltı Suyu ve Petrol 502

PETROLÜN GÖÇÜ VE BİRİKMESİ 503
PETROLÜN HİDRODİNAMİK KAPANLANMASI 504
BÖLGESEL AKIŞ SİSTEMLERİ VE PETROL BİRİKMELERİ 506
PETROL ARAMALARI İÇİN GÖRÜŞLER 507

11.3 Yeraltı Suyu ve Termal Süreçler 507

DOĞAL YERALTI SUYU AKIŞ SİSTEMLERİNDEKİ TERMAL REJİMLER 508
JEOTERMAL SİSTEMLER 510
PLÜTON YERLEŞİMİ 512

11.4 Yeraltı Suyu ve Jeomorfoloji 513

KARST VE MAĞARALAR 513
DOĞAL YAMAÇ OLUŞUMU 515
AKARSU SÜREÇLERİ 516
BUZUL SÜREÇLERİ 517

11.5 Yeraltı Suyu ve Ekonomik Mineralleşme 519

EKONOMİK MADEN YATAKLARININ OLUŞUMU 519
JEOKİMYASAL ARAMA İÇİN GÖRÜŞLER 521

Ekler 525

I Akışkanlar Mekaniğinin Bileşenleri 526

II Şekil Değiştiren Doygun Ortamdaki Dengesiz Akışın Denklemi 530

III Bir Sınır Değeri Probleminin Analitik Çözümüne Örnek 534

IV İyon Aktivite Katsayıları İçin Debye-Hückel Denklemi ve Kielland Tablosu 536

V Tamamlayıcı Hata Fonksiyonu (erfc) 539

VI Homojen, İzotrop Bir Ortam İçin Sonlu Farklar Denkleminin Elde Edilmesi 540

VII Bölgesel Yeraltı Suyu Akışı için Toth'ın Analitik Çözümü 542

VIII Beslenen Bir Yeraltı Suyu Akış Sistemi Üzerinde Bir Boyutlu Süzülmeyi Temsil Eden Sınır Değeri Probleminin Sayısal Çözümü 544

IX Heterojen, Anizotrop, Yatay Bir Basınçlı Akiferdeki Dengesiz Akışın Sonlu Farklar Denkleminin Geliştirilmesi 546

X Doygun Gözenekli Ortamda Çözünen Taşınması İçin Adveksiyon-Dispersiyon Denkleminin Türetilmesi 549

Kaynaklar 554

İndeks 586

Önsöz

Yeraltı suyu hidrolojisinin araştırma ve uygulamasında giderek artan eğilimin farkındayız. Yeraltı suyunun jeolojik köklerinden ve hidrolik uygulamalarındaki erken evrelerinden çıkıp tamamen çevre bilimi şekline dönüştüğünü gözlemekteyiz. Giderek daha da disiplinler arası bir karakter kazanan ve insan hayatında daha büyük önem taşıyan bir bilim oluşunu görmekteyiz.

Bu kitap, yukarıda saydığımız eğilimlere olan tepkimizin bir ürünüdür. Yeraltı suyunun bu çıkış döneminde yeraltı suyu incelemelerine uygun bir eser ortaya koymaya çalıştık. Jeoloji ve hidrolojiyi, fizik ve kimyayı, fen ve mühendisliği geçmişte olduğundan daha ileri düzeyde ve bilinçli olarak birleştirmeye teşebbüs ettik.

Bu kitap, genellikle jeoloji mühendisliği veya inşaat mühendisliği lisans programlarının üçüncü veya dördüncü yıllarında okutulan giriş seviyesindeki yeraltı suyu derslerinde okutulmak üzere tasarlanmıştır. Bir sömestirde ele alınabilecek konulardan çok daha fazlasını içermektedir. Amacımız, dersin okutucusuna bir sömestirlik sürede okutacağı derse iskelet oluşturacak bölüm veya altbölümleri kendine göre seçebileceği geniş bir yeraltı suyu konuları yelpazesi sunmaktır. Geriye kalan konular, lisansta öğrenilenlere ek olarak özel bir uzmanlık alanı kapsamında değerlendirilebilir veya lisansüstü düzeyde giriş seviyesinde kullanılabilir. Disiplinler arası yaklaşımın sadece yerbilimlerini seçmiş öğrenciler için bazı zorluklar oluşturabileceğinin farkındayız; ancak, bu yaklaşımın sağlayacağı yararların bu iş için sarf edilmesi gerekli çabadan çok daha fazla olduğu düşüncesindeyiz.

Giriş düzeyindeki bir yeraltı suyu çalışması için jeoloji, fizik, kimya ve matematiğin temel prensiplerinin iyi anlaşılmış olması gerekir. Bu kitap, saydığımız bu konuları normalde üniversite birinci sınıfta öğrenmiş olan öğrenciler için tasarlanmıştır. Bu konularla ilgili daha fazla bir temel bilgisi elbette ki çok daha iyi olur. Bölümlerin çoğunda giriş düzeyinde yüksek matematik kullanılmıştır. Yeraltı suyunda uzmanlaşmak isteyen öğrenciler için daha ileri düzeyde matematik gerekli ise de, bu kitabın bahsettiğimiz arka plan bilgisine sahip olmayan öğrencilerin yeraltı suyu akışının temel fiziksel ilkelerini anlamasına yardımcı olmada bir rehber olmasını ümit ediyoruz. Diferansiyel denklemler genellikle çok az kullanılmış olmakla birlikte, gerekli oldukları yerde de kullanılmaktan kaçınılmamıştır. Denklemlerin fiziksel anlamları ve sınır şartları son derece yararlı olmuştur. Fiziksel kavramları sunarken matematiksel anlamda fazla açılmamak için ayrıntılı türevler ve çözüm yöntemleri ekler kısmına bırakılmıştır.

Üniversite düzeyinde okutulan yeraltı suyu dersleri konu itibariyle çok yakın zamana kadar genellikle jeolojik veya hidrolik açıdan ele alınmıştır. Yeraltı suyu

kalitesinin giderek artan önemi ve yeraltı suyunun insan tarafından kirletilmesine tepki olarak özellikle kimya konusunda vurgulamanın yapıldığı üç önemli bölüm koyduk. Öğrencinin genel kimyasal simgeler ile aşina olduğunu ve inorganik kimyasal reaksiyonlar için denge denklemleri yazabileceğini varsaydık. Bu kapsamda, yeraltı suyu ortamının giriş düzeyindeki jeokimyasal özellikleri için gerekli fizikokimyanın ana prensiplerini tanımladık. Bu konuları daha ileri düzeyde irdelemek isteyen öğrenciler için termodinamik gereklidir ve buradaki amacımızın da dışındadır.

Her ne kadar yeraltı suyu ilkelerini daha geniş bir disiplinler arası içerik şeklinde ele almaya çalıştıysak da, kuyu tasarımı ve yerleştirilmesi, kuyu pompalarının çalıştırılması, yeraltı suyu örneklemesi, yeraltı suyunun kimyasal analiz yöntemleri ve permeametre ile konsolidasyon deneyi gibi konuların teknik yönleri hakkında ayrıntılı bilgi veremedik. Bu pratik ve önemli tekniklerin ilkeleri kitap içinde ele alınmış olmakla birlikte, bunların çalışma prensipleri ile ilgili bilgiler kitap içinde baştan sona değinilen kılavuz ve makalelerden temin edilebilir.

Katkı Belirtme

Kitap metninin tamamı Pat Domenico, Eugene Simpson ve Dave Stephenson tarafından incelenmiştir. Getirdikleri öneri ve yorumlar kitaba son şeklini vermemizde çok büyük yarar sağlamıştır. Kitabın değişik bölümlerini gözden geçiren Bill Back, Lee Clayton, Shlomo Neuman, Eric Reardon ve Leslie Smith'e de teşekkür borçluyuz. Ayrıca, kitabın münferit bölümleri ile ilgili olarak Bob Gillham, Gerry Grisak, Bill Mathews, Dave McCoy, Steve Moran, Nari Narasimhan, Frank Patton, John Pickens, Doug Piteau, Joe Poland, Dan Reynolds ve Warren Wood'un yardımları alınmıştır. Paul Witherspoon ile Bob Farvolden'ın hayati öneme haiz uzun süreli katkılarını burada bahsetmeden geçmemiz de söz konusu olamaz.

Ayrıca, problemlerin sunumunda adeta kobaylık yapan ve kusurlu yönlerini ortaya koyan British Columbia ve Waterloo Üniversitelerindeki pekçok yeraltı suyu hidrolojisi lisans ve lisansüstü öğrencilerine de şükran borçluyuz.

R. Allan Freeze
Vancouver, British Columbia

John A. Cherry
Waterloo, Ontario

Çevirenin Önsözü

Kanadalı yerbilimciler R. A. Freeze ve J. A. Cherry tarafından 1979 yılında yazılan bu kitap, yeraltı suyu araştırma ve uygulamacıları için en önemli başvuru kaynaklarından birini oluşturmaktadır. İlk baskısından bu yana 24 yıl geçmesine rağmen yeni baskısının yapılmayışı, kanaatimce bu kitabın gerçekten de mükemmel bir şekilde yazılmış olduğunun en büyük kanıtıdır.

Yazarların kullandığı lisanı biraz ağdalı bulduğumu belirtmek isterim. Kitabın başından sonuna kadar, paragraf uzunluğunda çok sayıda cümle bulunmaktadır. Böyle cümleler, okuyucuya kolaylık olması bakımından, anlam bütünlüğünü de korumak suretiyle mümkün olduğu yerlerde birkaç cümleye bölünerek çevrilmiştir.

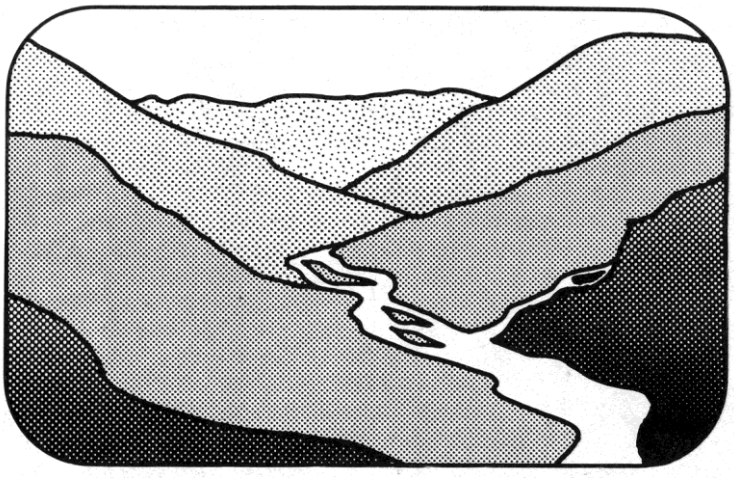
Diğer teknik sahalarda olduğu gibi, yeraltı suyu terminolojisinde de henüz üzerinde tam olarak ittifak sağlanamamış bazı Türkçe terimlerin olduğu bir gerçektir. Bu tür sorunların aşılması amacıyla, olabildiğince çok sayıda uzman akademisyenin görüşüne başvurulmuştur. Böyle terimlerin çevirisi sırasında, terimin ilk olarak ortaya çıktığı yerlerde İngilizcesi parantez içinde verilmiş ve ayrıca, Türkçede çok sık kullanılmayan bazı terimler için Türkçe karşılığı öneren uzmanın adı belirtilmiştir.

Kitap yazmak kadar meşakkatli olmamasına rağmen, bir çevirinin yapılması tek başına başarılabilecek bir iş değildir. Prof. Dr. Baki Canik, Prof. Dr. Serdar Bayarı, Doç. Dr. Mustafa Afşin, Doç. Dr. Mehmet Çelik ve Doç. Dr. Mehmet Ekmekçi çeviri metnini büyük bir özveri ile okumak suretiyle gerekli düzeltmeleri yapmışlar ve önerilerde bulunmuşlardır. Yeraltı suyu kimyası ile ilgili bölümlerin gözden geçirilmesi Doç. Dr. Mehmet Ay ve Doç. Dr. Halim Mutlu tarafından; jeofiziği ilgilendiren kısımlarınki ise Y. Doç. Dr. Emin U. Ulugergerli tarafından yapılmıştır. Şekillerin nihai formunu kazanmasında Levnet Selçuk'un katkıları olmuştur. Gazi Kitabevi yetkilileri de dahil olmak üzere, çevirinin son şeklini almasına katkıda bulunan herkese şükranlarımı sunarım.

Kâmil Kayabalı

BÖLÜM 1

Giriş



1.1 Yeraltı Suyu, Yer ve İnsan

Bu kitabın konusu yeraltı suyudur. Kitapta, yeraltı suyunun oluşumunu kontrol eden jeolojik ortamlar ele alınmıştır. Yeraltı suyunun akışını tanımlayan fiziksel yasalar, akış sırasındaki kimyasal değişim, insanın doğal yeraltı suyu rejimi üzerindeki etkisi ve doğal yeraltı suyunun insan üzerine etkisi yine bu kitabın konuları arasında yer almaktadır.

Yeraltı suyu terimi genel olarak yüzeyden daha aşağıda; su tablasının altındaki doygun zemin veya jeolojik formasyon içinde bulunan su için kullanılmaktadır. Bu klasik tanım her zaman geçerlidir. Ancak, yeraltı suyu incelemelerinde yeraltı suyu rejiminin daha geniş anlamda ele alınması zorunluluğu vardır. Bizim yaklaşımımız sığ ve doygun ortamdaki yeraltı suyu akışı şeklindeki geleneksel tanım ile uyum içerisinde olacaktır. Ancak, yüzeye yakın ve doygun olmayan kuşakta bulunan, hidrolojik döngüde önemli rol oynayan zemin suyu ile pekçok jeolojik süreçte önemli etkisi olan çok derindeki doygun kuşaklar da bu kitaptaki anlatımlara dahil edilmiştir.

Yeraltı suyunu disiplinler arası bir konu olarak değerlendiriyoruz. Bu kitapta, geçmişte yapıldığından daha ileri ölçüde ve bilinçli olarak kimya ile fizik; jeoloji ile hidroloji ve fen ile mühendisliğin bütünleştirilmesine çalışılmıştır. Yeraltı suyu konusu jeoloji mühendisleri, hidrologlar, toprak bilimcileri, ziraat mühendisleri, orman mühendisleri, coğrafyacılar, ekoloji bilimcileri, jeoteknik mühendisleri, maden mühendisleri, atık mühendisleri, petrol rezervuar analizcileri ve daha birçok meslek grubunun ilgi alanı içerisindedir. Giriş düzeyindeki eserimizin bu geniş disiplinler arası arenanın ihtiyaçları ile uyum içerisinde olmasını ümit ediyoruz.

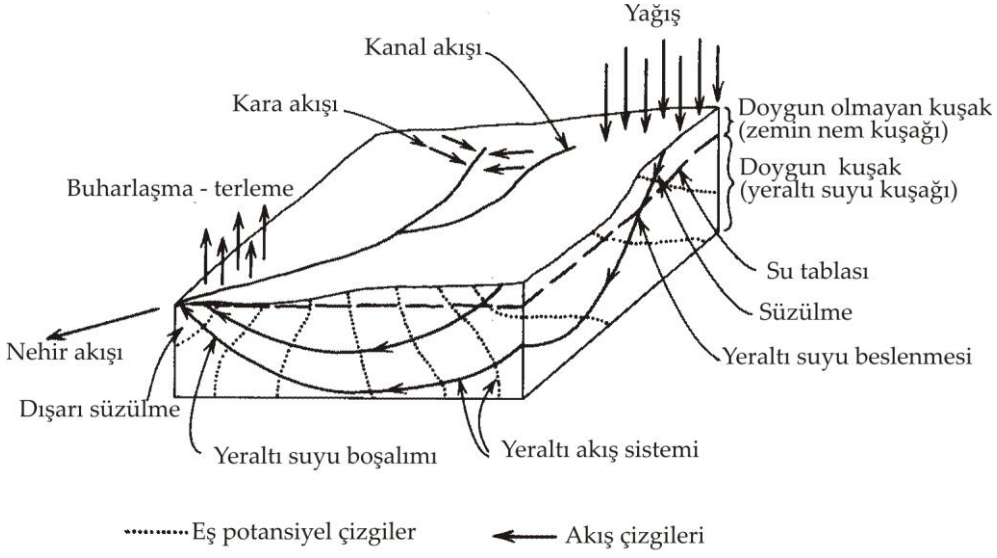
Bu kitap eğer on yıl kadar önce yazılmış olsaydı muhtemelen yeraltı suyunu sadece bir doğal zenginlik kaynağı olarak ele alırdı. Zaman içinde gelişen ihtiyaçlar bu yaklaşımı belirleyici kılmış ve anılan on yıllık sürede yazılan kitaplar da bu ihtiyaçlara cevap niteliğinde olmuştur. Böylelikle, kuyulardan su çekiminin daha da geliştirilmesi ve akifer verimliliklerine çokça vurgu yapılmıştır. Bu kapsamda ele alınan yeraltı suyu

problemleri de daha çok bu verimlilikleri tehdit eden türdendir. Yeraltı suyundan kaynak olarak yararlanma konusu halen önemli olup, bu kitapta hak ettiği şekilde üzerinde durulacaktır. Fakat, yeraltı suyu bir doğal kaynaktan çok daha fazla anlam ifade eder ve doğal ortamın da önemli bir bileşenidir. Çevre problemlerine yol açan yeraltı suyunun kendisi bazı durumlarda çevre problemlerinin çözümlenmesinde bir unsur olarak karşımıza çıkmaktadır. Yeraltı suyu hidrolojik döngünün bir parçasıdır ve, eğer su kaynaklarının dağılımı ile çevre kirlenmesinin bölgesel değerlendirilmesinde birleşik analizlerin geliştirilmesi isteniyorsa, bu döngünün anlaşılması bir zorunluluk haline gelmektedir. Mühendislik bakış açısından ise, yeraltı suyunun yamaç duraysızlığı ve oturma gibi problemlere katkısı söz konusudur. Yeraltı suyu ayrıca depremlerin oluşumu, petrolün göçü ve birikmesi, bazı maden yataklarının oluşumu, zeminlerin ve yeryüzü şekillerinin oluşumu gibi bazı jeolojik süreçlerin anlaşılmasında anahtar rol oynamaktadır.

Bu kitabın ilk beş bölümünde yeraltı suyu incelemesinin fiziksel, kimyasal ve jeolojik temelleri ele alınmıştır. Daha sonraki altı bölümde bu prensiplerin yeraltı suyu, yer ve insan arasındaki etkileşime uygulanmasının değişik şekilleri üzerinde durulmuştur. Aşağıdaki paragraflarda bu bölümlerin kısa tanıtımları yapılmıştır.

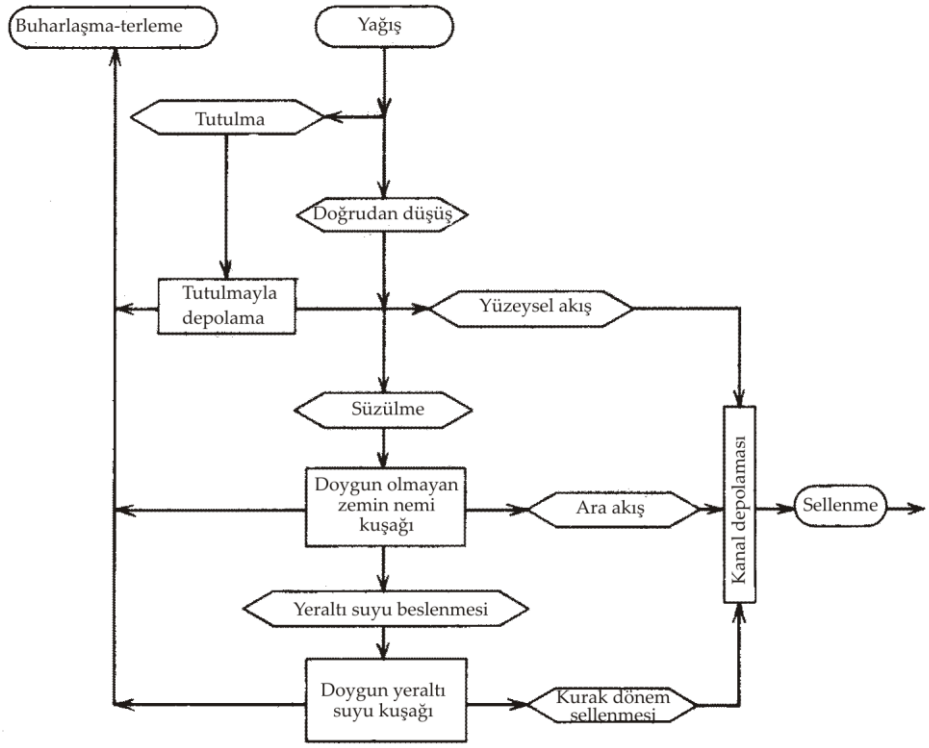
Yeraltı Suyu ve Hidrolojik Döngü

Suyun okyanus, atmosfer ve kara arasında durmak bilmeyen dolaşımına *hidrolojik döngü* adı verilir. Bizim ilgimiz, münferit bir su havzası ile olan ilgisinden dolayı, bu döngünün "kara" ile ilgili kısmı üzerinde olacaktır. Şekil 1.1 ve 1.2'de hidrolojik döngünün bir havza üzerindeki şematik diyagramı görülmektedir. Hidroloji terimleri, okuyucuya diyagram üzerinde göstermek bakımından burada kısaca ele alınmıştır.



Şekil 1.1 Hidrolojik döngünün şematik kesiti.

Süreçleri vurgulaması ve hidrolojik döngünün akış-sistemi kavramını görsel olarak ifade etmesi bakımından Şekil 1.1 kavramsal olarak daha avantajlıdır. Hidrolojik modellemede kullanılan yaklaşımlarda Şekil 1.2'deki akış şeması örneğinden sıkça yararlanılmaktadır. Döngünün dinamiklerini yansıtmaktan uzak olsa da, hareket hızları (altıgen kutular) ve depolama (dörtgen kutular) ilgili terimleri birbirinden net bir şekilde ayırt etmektedir.



Şekil 1.2 Hidrolojik döngüyü temsil eden sistemler.

Hidrolojik sisteme giren akış (inflow), yağmur ve kar erimesi şeklindeki *yağıştır*. Sistemden dışarı akış (outflow) ise *dere akışı* (streamflow; veya sellenme, runoff) ve *buharlaşma-terleme* şeklindedir (buharlaşma-terleme veya evapo-transpirasyon, açık su yüzeyinden ve zeminden buharlaşma anlamındaki evaporasyon ile zemin suyunun bitkilerin terlemesi yoluyla uzaklaştırılması anlamındaki transpirasyonun birleştirilmesidir). Yağışın derelere ulaşması, zemin yüzeyindeki *yüzeysel akış* yoluyla kollara karışma ve zemin içine *süzülme*'den (infilitrasyon) *ara akış* ve *kurak dönem sellenmesi* ("base flow"a karşılık olarak bu terimi Prof. Dr. Baki Canik önermiştir) yoluyla gerçekleşmektedir. Şekil 1.1'de açıkça görüldüğü gibi bir havza, yüzey drenaj alanı ile zeminler ve bunların altındaki jeolojik formasyonların kombinasyonu olarak düşünülmelidir. Yeraltı hidroloji süreçleri de yüzey süreçleri kadar önemlidir. Aslında, yeraltındaki malzemelerin süzülme miktarını kontrol etmesinden ve süzülme

miktarının da yüzey sellenmesinin alansal ve zamansal dağılımını etkilemesinden dolayı, daha çok öneme sahip olduğu iddia edilebilir. 6. Bölümde bölgesel yeraltı suyu akış paternlerini biraz daha ayrıntılı şekilde ele alarak süzülme, beslenme, boşalım, kurak dönem sellenmesi ve dere akışı arasındaki ilişkilere değineceğiz. 7. Bölümde, hidrolojik döngüde yerin altından geçişi sırasında yeraltı suyunun uğradığı kimyasal evrime değineceğiz.

Bu bölümü kapatmadan önce, hidrolojik döngünün diğer bileşenlerine kıyasla yeraltı suyunun nitel önemini yansıtan bazı verilere göz atmakta yarar vardır. Son yıllarda *dünya su bilançosu* (Nace, 1971; Lvovitch, 1970; Sutcliffe, 1970) kavramı üzerinde çok durulmuş ve daha çok hidrosferdeki yeraltı suyuna rakamlarla vurgu yapılmıştır. Tablo 1.1'de sunulan veriler arasındaki yüksek derecede tuzlu; tüm dünya suları içinde %94'ü oluşturan okyanus ve deniz suları bir kenara bırakılırsa, yeraltı suyunun dünyanın tüm tatlı su kaynaklarının yaklaşık üçte ikisini oluşturduğu görülecektir. Sınırlamayı biraz daha daraltıp, sadece kullanılabilir tatlı su kaynaklarını dikkate alırsak (buzulları hesaba katmadan) yeraltı suyu neredeyse toplam tatlı su kaynaklarının tamamını teşkil etmektedir. Sadece en "aktif" yeraltı suyu rejimlerini hesaba katmamız durumunda bile, yeraltı suyu %95'i oluşturmaktadır. Geriye kalan %3,5 göller, bataklıklar, baraj gölleri ve nehir yataklarında; %1,5 ise zemin nemi şeklinde bulunmaktadır. Yeraltı suyunun Tablo 1.1'de 60 x 10^6 km^3 olarak verilen hacmini Lvovitch (1970) 4 x 10^6 km^3 olarak tahmin etmiştir.

Tablo 1.1 Dünya su bütçesine ait yaklaşık değerler.

Parametre	Yüzey alanı (km^2) x 10^6	Hacim (km^3) x 10^6	Hacim (%)	Eşdeğer derinlik (m)*	Kalış Zamanı
Okyanus ve denizler	361	1370	94	2500	~4000 yıl
Doğal ve yapay göller	1,55	0,13	<0,01	0,25	~10 yıl
Bataklıklar	<0,1	<0,01	<0,01	0,007	1–10 yıl
Nehir kanalları	<0,1	<0,01	<0,01	0,003	~2 hafta
Zemin nemi	130	0,07	<0,01	0,13	2 hafta–1 yıl
Yeraltı suyu	130	60	4	120	2 hafta–10000 yıl
Buzullar	17,8	30	2	60	10–1000 yıl
Atmosferik su	504	0,01	<0,01	0,025	~10 gün
Biyosferik su	<0,1	<0,01	<0,01	0,001	~1 hafta

Kaynak: Nace, 1971.

* Hesaplama, su kaynağının dünya yüzeyini eşit şekilde kapladığı varsayımıyla yapılmıştır.

Hacimsel anlamdaki bu üstünlük ne yazık ki ortalama kalış süresi tarafından gölgelenmektedir. Nehir suyunun yaklaşık döngü süresi iki hafta civarındadır. Çok yavaş hareket eden yeraltı suyunun kalış zamanı onlarca, yüzlerce, hatta binlerce yıl sürebilmektedir. 2. Bölümde ele alınan prensipler ve 6. Bölümdeki bölgesel akış değerlendirmeleri, büyük ölçekli yeraltı suyu hareketi üzerindeki hidrojeolojik kontrolü açıklamaktadır.

Çoğu hidroloji kitaplarında hidrolojik döngü ve küresel su bütçesine dair ayrıntılı bilgiler bulmak mümkündür. Wisler ve Brater (1959) ve Linsley vd. (1975)'nin giriş düzeyindeki hidroloji kitapları en sık kullanılanlar arasındadır. Daha sonra Eagleson (1970) tarafından yazılan eserde hidroloji daha ileri düzeyde ele alınmıştır. Chow (1964a)'un derlediği kapsamlı *Uygulamalı Hidroloji El Kitabı* iyi bir kaynak kitaptır.

Hidrolojik düşüncenin tarihsel gelişimi ilginç bir inceleme konusudur. Bu durum, Chow (1964b)'da çok özet bir tartışma şeklinde verilmiştir. Biswas (1970)'ın kitap uzunluğundaki incelemesinde Mısırlıların erken döneminden Yunan ve Roma filozoflarına ve oradan 18. ve 19. yüzyılda batı Avrupa'da bilimsel hidrolojinin doğuşuna kadar hidrolojinin tarihsel gelişimi anlatılmıştır.

Doğal Kaynak Olarak Yeraltı Suları

Yeraltı suyu çalışmalarındaki temel motivasyon başlıca yeraltı suyunun bir doğal kaynak olması özelliğinden ileri gelmektedir. A.B.D.'nde ulusal suların bir bileşeni olan yeraltı suyunun rolünün önemi USGS'de son zamanlarda Murray ve Reeves (1972) ve Murray (1973) tarafından yapılan özet çalışmalardan istatistiksel olarak elde edilebilir.

Tablo 1.2'de 1950-1970 döneminde A.B.D.'nde su kullanımındaki artış görülmektedir. 1970 yılında ülke çapında tüketilen suyun miktarı 1400 x 10^6 m^3/gün'dür. Bunun %57'si endüstride, %35'i de sulamada kullanılmıştır. Tüketilen bu suyun %81'i yüzey sularından; %19'u da yeraltı sularından sağlanmıştır. Şekil 1.3'de 1950-1970 dönemindeki dört temel alanda yeraltı suyu kullanımının yüzey suları ile karşılaştırılması grafik olarak verilmiştir. Yeraltı suyu endüstriyel kullanımda daha az öneme sahip iken, kentlerde ve kırsal kesimdeki evsel kullanımda ve sulamada tüketimin önemli bir bölümünü karşılamaktadır.

Tablo 1.2 1950-1970 arası dönemde A.B.D.'nde su tüketimi.

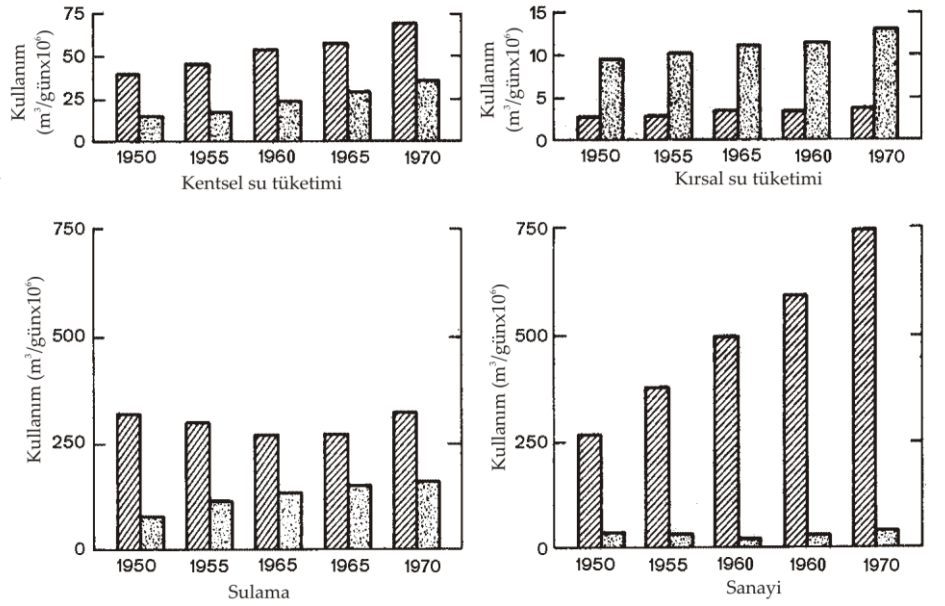
	10^6 m^3/gün*					1970'de
	1950	1955	1960	1965	1970	Kullanım %'si
Toplam su çekimi	758	910	1023	1175	1400	100
Kullanım						
Kentsel	53	64	80	91	102	7
Kırsal	14	14	14	15	17	1
Sulama	420	420	420	455	495	35
Sanayi	292	420	560	667	822	57
Kaynak						
Yeraltı suyu	130	182	190	227	262	19
Yüzey suyu	644	750	838	960	1150	81

Kaynak: Murray, 1973.

* 1 m^3 = 10^3 *l* = 264 A.B.D. galonu

Tablo 1.2 ve Şekil 1.3'deki veriler çarpıcı bazı bölgesel değişimleri gölgelemektedir. Sulama sularının yaklaşık %80'i batıdaki eyaletlerin 17'sinde tüketilirken, endüstride kullanılan suların %84'ü doğudaki eyaletlerin 31'inde

tüketilmektedir. Batı eyaletlerinde yeraltı sularının %46'sı içme suyu olarak; %44'ü de sanayi suyu olarak tüketilmektedir (bu rakamlar doğuda sırasıyla %29 ve %16'dır).



Şekil 1.3 A.B.D.'nde 1950-1970 arasında yüzey suyu (taralı) ve yeraltı suyu (noktalı) kullanımı (Murray, 1973).

Kanada'da kentlerde ve kırsalda içme suyu tüketimi Meyboom (1968) tarafından 1,71 x 10^6 m^3/gün olarak hesaplanmıştır. Bu miktar kent ve kırsalda tüketilen toplam suyun yaklaşık %20'sini oluşturmaktadır. İki ülke arasındaki nüfus yoğunluğu dikkate alındığında bu miktarın A.B.D.'ndekinden çok düşük olduğu görülmektedir. Kanada ve A.B.D.'nde kırsalda su tüketimi aşağı yukarı aynı düzeyde iken, Kanada'nın kentsel su tüketimi çok aşağıdadır. En büyük farklılıklar ise, sulama ve sanayi sularında göze çarpmaktadır. Kanada'daki tüketim A.B.D.'ne göre yine çok aşağılarda ve bunun içinde yeraltı suyunun payı da oldukça sınırlıdır.

McGuinness (1963) A.B.D. senatosundaki bir komite raporuna dayalı olarak A.B.D.'nin gelecekteki ulusal su ihtiyaçlarını tahmin etmeye çalışmıştır. Su ihtiyacının 1980 yılına kadar 1700 x 10^6 m^3/gün'e; 2000 yılına kadar da 3360 x 10^6 m^3/gün'e çıkacağı öngörülmektedir. Bu düzeydeki çekimler Tablo 1.2'deki su kullanımı değerlerine göre önemli bir artış niteliğindedir. 2000 yılı için öngörülen rakam, yaklaşık olarak 4550 x 10^6 m^3/gün olan toplam ulusal su kaynağı potansiyeline çok yaklaşmaktadır. Tüm ihtiyaçların karşılanması halinde yeraltı suyu kaynaklarının toplam gereksinimlerin çok daha büyük bir bölümünü oluşturacağı düşünülmektedir. McGuinness, yukarıdaki tahminlere göre yeraltı suyu katkısının %19'dan %33'e çıkması halinde yeraltı suyunun bugün tüketilen miktarı olan 262 x 10^6 m^3/gün'den 1980'de 705 x 10^6 m^3/gün'e; ve 2000

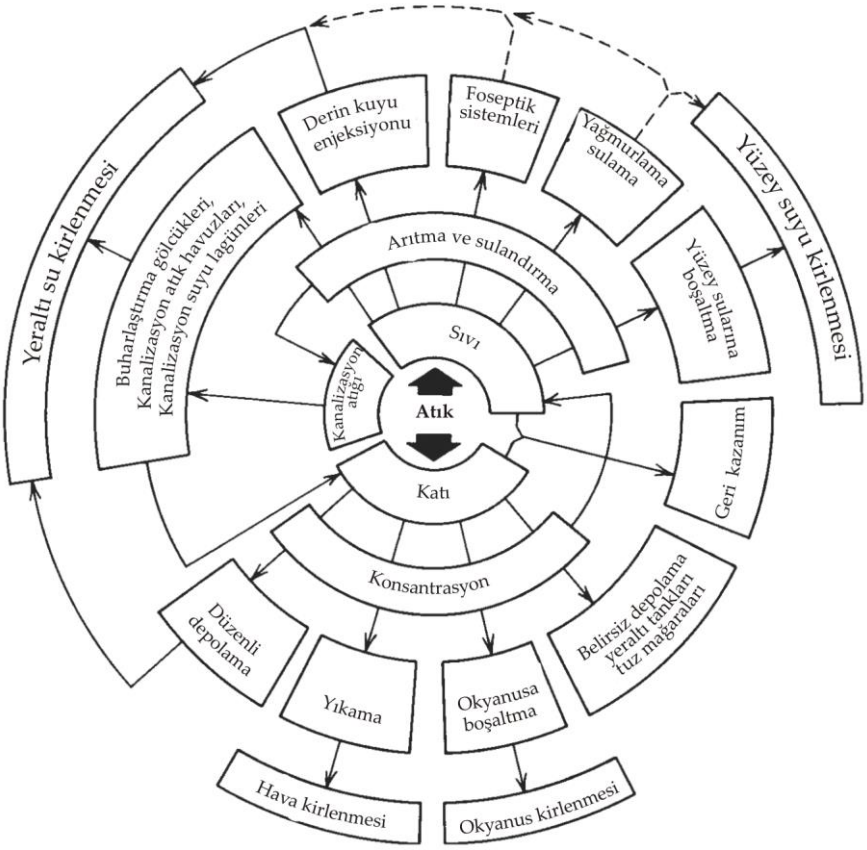
yılında da 1120 x 10^6 m^3/gün'e ulaşacağını belirtmektedir. McGuinness ayrıca berraklık, mikrobiyolojik kalite, tutarlı sıcaklık ve kimyasal kalite gibi arzu edilen yeraltı suyu özelliklerinin geniş ölçekli araştırmaları gerekli kılacağına dikkat çekmektedir. Ancak, özellikle büyük miktarların aranması durumlarında yeraltı suyunu bulma, değerlendirme, geliştirme ve işletmenin yüzey sularına göre daha zor ve pahalı olacağı konusunda uyarmaktadır. McGuinness, bizim de ifade ettiğimiz gibi, yeraltı suyunun hidrolojik döngünün ayrılmaz bir parçası olduğunu belirtmektedir. Yeraltı ve yüzey sularının iki ayrı kaynak olarak değerlendirildiği günler geride kalmıştır. Kaynak planlamaları yeraltı ve yüzey sularının aynı kökenden geldiği gerçeğine dayalı olarak yapılmalıdır.

8. Bölümde akifer araştırmalarındaki jeolojik problemler, parametre ölçüm ve hesaplamalarında arazi ve laboratuvar yöntemleri, kuyu performansının modellenmesi, akifer verimi ve havza ölçeğinde yeraltı suyu tüketimi gibi yeraltı suyu kaynak değerlendirme tekniklerini tartışacağız.

Yeraltı Suyu Kirlenmesi

Yeraltı suyu dünyanın su kaynağı potansiyeli gelişimi içerisinde önemli rol oynamaya devam ederse, artan yeraltı kirlenme tehditlerine karşı korunması gerekecektir. İkinci Dünya Savaşı'ndan bu tarafa meydana gelen nüfus artışı ile sanayi ve tarımdaki üretim artışları enerjiye olan gereksinimde artışlara yol açmış ve ortaya çıkan atıklar insanlık tarihinde ilk kez çevrenin kolaylıkla kaldırabileceği miktarın üzerine çıkmıştır. Atık depolama yöntemi, bir dizi istenmeyen alternatif arasında en az karşı çıkılan tercih olmuştur. Şekil 1.4'de şematik olarak gösterildiği gibi, doğal çevremizin bir kısmında ciddî bir kirlenme potansiyeli oluşturmayacak büyük ölçekli atık depolama yöntemi bugün için bulunmamaktadır. Hava ve yüzey suları kirliliği konusunda bazı bilinçlenmeler olsa da, bu konudaki aktiviteler henüz yeraltı ortamını içine almış değildir. İşin doğrusu, yüzey kirliliğini azaltmaya yönelik baskılar yeraltı ortamının atık depolama için giderek cazip hale gelmesinden kaynaklanmaktadır. Şimdi kullanılan ve gelecekte de büyük ihtimalle yaygınlaşacak olan iki depolama türünden biri sıvı atıkların derin kuyulara enjeksiyonu; diğeri de düzenli depolama sahalarıdır. Bu tekniklerin ikisi de yeraltı kirliliğine yol açabilecek türdendir. Bunlara ek olarak, büyük atık depolama sistemlerinin havuz ve lagünlerinden, hayvan atıklarından, gübrelerden ve tarımsal topraklardaki ot ilaçlarından sızmalar da yeraltı kirlenmesine sebep olmaktadır.

9. Bölümde yeraltı suyu kirlenmesini ele alacağız. Belediye ve sanayi atıklarının depolanması, tarımsal faaliyetlerle ilgili özel problemler, petrol dökülmeleri, madencilik faaliyetleri ve radyoaktif atıklar ile ilgili genel problemleri analiz etmemize imkan veren prensipler ve süreçleri irdeleyeceğiz. Ayrıca, kıyılardaki yeraltı suyunun tuzlu su girişimi ile kirlenmesini tartışacağız. Bu problemlerin hepsinde yeraltı suyu akışının fiziksel yönleri 3. Bölümde takdim edilen kimyasal özellikler ve ilkeler ile birlikte ele alınacaktır. Bu birlikte inceleme, 7. Bölümde tartışılan doğal kimyasal evrimin ışığında yapılacaktır.



Şekil 1.4 Atık depolama alternatifleri yelpazesi.

Bir Jeoteknik Problem Olarak Yeraltı Suyu

Yeraltı suyu her zaman nimet değildir. Kaliforniya'daki San Jacinto tünelinin inşası sırasında çok kırıklı kayalardan ve fay zonlarından tünel içine çok miktarda su boşalımı olmuş ve inşaatın tamamlanmasında aylar süren gecikmelere neden olmuştur.

Mexico City'de 1938-1970 döneminde kent içinde 8,5 metreye varan oturmalar meydana gelmiştir. Farklı oturmalar mühendislik tasarımlarında halen ciddî problemlere yol açmaktadır. Oturmanın ana nedeninin yeraltı akiferlerinden aşırı yeraltı suyu çekimi olduğu artık iyice anlaşılmıştır.

Idaho'daki Jerome Barajı'nın "yenilmesi" barajın kendi gövdesindeki yapısal bir zayıflıktan dolayı değil; çok basit olarak barajın su tutamamasından dolayı olmuştur. Rezervuara komşu kaya formasyonları içindeki yeraltı suyu akış sistemleri büyük sızma yolları oluşturmuş ve barajın terk edilmesine neden olmuştur.

British Columbia'da planlanan Revelstoke baraj yerinde, baraj aks yerinden birkaç mil yukarıdaki göl yamaçlarında tespit edilen eski bir heyelan üzerinde birkaç yıl süren

bir jeolojik inceleme yapılmıştır. Baraj gölünde su toplanmasıyla, eski heyelan kütlesi içindeki yeraltı suyu basıncının artacağına ve ileride yamaç duraysızlığını tekrar tetikleyeceğine dair endişeler ortaya çıkmıştır. Böyle bir olay 1963'de İtalya'da meydana gelmiş ve Vaiont barajı afetiyle 2500 kişi hayatını kaybetmiştir. Vaiont barajındaki olayın benzerinin gerçekleşmemesi için Revelstoke baraj yerinde kapsamlı bir drenaj programı uygulanmıştır.

10. Bölümde bu tür jeoteknik problemlerde ve diğerlerinde yeraltı suyu akışının prensiplerini ve uygulanmasını ele alacağız. Barajlardaki sızmalar ve tüneller ile açık maden ocaklarına su akışı gibi bazı problemler yeraltı suyunun bol miktarda akışının bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır. Oturma ve yamaç duraysızlığı gibi diğer bazı problemlerde akış hızından çok yeraltı suyundaki aşırı basınçların etkisi söz konusudur. 5. Bölümde sunulan akım ağları burada ifade edilen iki değişik durum için de önemli bir analitik gereçtir.

Yeraltı Suyu ve Jeolojik Süreçler

Yeraltı suyu olmadan gerçekleşebilen jeolojik süreç sayısı çok azdır. Meselâ, akarsu süreçleri, buzul süreçleri ve doğal yamaç gelişimlerinin hangisinde olursa olsun, arazi şekillerinin jeomorfolojik oluşumu ile yeraltı suyu akış sistemleri arasında yakın bir ilişki vardır. Karst ortamlarının oluşumunda en büyük etken yeraltı suyudur.

Bazı önemli maden yataklarının oluşumunda, petrolün göçü ve birikmesinde yine yeraltı suyunun büyük rolü vardır.

Yeraltı suyunun etkileri arasında belki de en önemlisi normal ve ters faylanma mekanizmalarında uyguladığı sıvı basıncıdır. Son zamanlarda ortaya çıkan bir düşünceye göre, bu etkiden yola çıkarak fay zonlarındaki doğal sıvı basıncını insan eliyle yeniden düzenlemek suretiyle depremlerin oluşumu kontrol edilebilecektir.

11. Bölümde yeraltı suyunun değişik jeolojik süreçlerdeki rolüne daha da derinlemesine bakacağız.

1.2 Yeraltı Suyu Çalışmasının Bilimsel Temelleri

Bir yeraltı suyu araştırmasında gerekli olan bilgiler jeoloji, fizik, kimya ve matematiğin temel ilkeleridir. Sözgelimi, doğal ortamdaki yeraltı suyu akışı jeolojik çökellerin üç boyuttaki özelliklerinden çok etkilenir. Bu nedenle hidrojeolog, jeolojik verileri yorumlayacak bilgiye ve jeolojik ortamı zihninde canlandıracak yeteneğe sahip olmalıdır. Bu kapsamda stratigrafi ve sedimentolojide eğitim almalı ve volkanik ve mağmatik kayaların yerleşim süreci hakkında bilgi sahibi olmalıdır. Ayrıca, yapısal jeoloji ile aşina olmalı ve faylanma ile kıvrımlanmanın jeolojik sistemler üzerindeki etkisini çözebilmelidir. Yeraltı suyu öğrencisinin özellikle üzerinde durması gereken konu, yüzeysel çökellerin ve arazi şekillerinin oluşumudur. Yeraltı suyu akışının büyük bir bölümü ve doğal kaynak olarak yeraltı suyunun büyük çoğunluğu akarsu, göl, buzul, delta ve diğer karasal çökelme ortamlarında gelişen tutturulmamış gereç (yani zemin türü malzeme) içerisinde bulunmaktadır. Kuzey Amerika kıtasının

kuzeydeki üçte ikilik kısmında yeraltı suyu akışının neredeyse tamamı Pleistosen yaşlı buzul çökelleri içerisinde gerçekleşmektedir.

Jeoloji bize akışın ana unsurları hakkında nitel bilgiler sağlar. Nicel bilgileri veren ise fizik ve kimyadır. Isı ve elektrikte olduğu gibi, yeraltı suyu akışı bir *alan* içerisinde olur ve bu kavramları daha önceden bilmek, yeraltı suyu akışının analizinde önemli avantajlar sağlar. Yeraltı suyu akışını düzenleyen yasalar fiziğin akışkanlar mekaniği adı verilen dalı içerisinde yer alır. Sıvı ve katıların temel mekanik özelliklerinin bilinmesi ve bunların boyutları ve birimleri ile ilgili beceri, öğrenciye yeraltı suyu akışı prensiplerini anlamada önemli ölçüde yararlı olacaktır. Ek I'de akışkanlar mekaniğinin temel unsurları özet şekilde verilmiştir. Yoğunluk, basınç, enerji, iş, gerilme ve yük ile biraz problemi olan okuyucunun 2. Bölüme başlamadan önce Ek I'i okuması tavsiye edilir. Akışkanlar mekaniğinde daha ileri bilgiye ihtiyaç duyulursa Streeter (1962) ve Vennard (1961)'in kitaplarına başvurulabilir. Albertson ve Simons (1964)'da kısa ve faydalı bir değerlendirme bulmak mümkündür. Gözenekli ortamdaki akış ile ilgili olan daha ileri düzey fizik konusunda Scheidegger (1960) ve Collins (1961) ve özellikle de Bear (1972)'da gerekli bilgiler bulunabilir.

Yeraltı suyunun doğal kimyasal evriminin ve yeraltı suyundaki kirleticilerin analizi konusunda inorganik kimya ve fizikokimyanın bazı ilkelerinin bilinmesi gereklidir. Jeokimyacılar tarafından uzun süredir kullanılmakta olan bu ilkeler son zamanlarda yeraltı suyu çalışmalarında da sıklıkla kullanılmaktadır. Nükleer kimya prensipleri ve teknikleri günümüzde yeraltı suyu ortamını anlamamızda önemli katkılar sağlamaktadır. Meselâ, doğal olarak oluşan duraylı ve radyoaktif izotoplar yeraltı sistemlerindeki suyun yaşını belirlemede kullanılmaktadır.

Yeraltı suyu hidrolojisi nicel bir bilimdir; o nedenle matematiğin veya dallarından birinin bu bilimin "dili" olması bir sürpriz değildir. Klasik yeraltı suyu akışı incelemelerinde kullanılan matematiksel yöntemler, başlangıçta ısı akışı, elektrik ve manyetizma problemleri için geliştirilmiş olan uygulamalı matematik alanından alınmıştır. Bilgisayarların ortaya çıkışı ve kullanımının geniş alanlara yayılımı ile beraber yeraltı suyu sistemlerinin analizi konusundaki önemli son gelişmeler, sayısal yöntemler olarak bilinen çok daha farklı matematiksel yaklaşımlarla ele alınmıştır. Bu kitapta ne klasik yöntemler ne de sayısal yöntemler ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Bizim yaklaşımımız, daha önemli olan kavramların bazılarını açıklamak için gerekli bilgiyi giriş düzeyinde vermekten ibarettir.

Yazmış olduğumuz bu kitap şüphesiz yeraltı suyu üzerine yazılmış ilk eser değildir. Daha önce yazılmış kitaplarda konu ile ilgili çok daha fazla bilgi bulmak mümkündür. Yeraltı suyu hidrolojisinde Todd (1959)'ın kitabı uzun yıllardır kullanılan giriş düzeyinde ve standart bir kitaptır. Davis ve De Wiest (1966) daha çok jeolojiye vurgu yapmıştır. Tamamen yeraltı suyu kaynak değerlendirmesine dayalı olması bakımından Walton (1970) ile Kruseman ve De Ridder (1970)'ın eserlerinden daha iyisini bulmak mümkün değildir. Son zamanlarda Domenico (1972) tarafından yazılan kitap, hidrolojik sistemleri modelleme yönüyle daha öncekilerden farklı bir niteliğe sahiptir. Kanada dışında yazılmış önemli kitaplardan bazıları Schoeller (1962), Bear vd. (1968), Custodio ve Llamas (1974) ve Polubarinova-Kochina (1962, Rusça) tarafından yazılmış olanlardır.

Gözenekli ortamdaki sıvı akışını konu alan diğer bazı yerbilimleri kitapları da vardır. Yeraltı suyu hidrolojisi, toprak fiziği, zemin mekaniği, kaya mekaniği ve petrol rezervuar mühendisliği arasında yakın bağlar vardır. Yeraltı suyu öğrencisi bu dallardaki bilgileri daha çok Baver vd. (1972), Kirkham ve Powers (1972), Scott (1963), Jaeger ve Cook (1969) ve Pirson (1958)'ın kitaplarında bulabilir.

1.3 Yeraltı Suyu Kaynak Geliştirmesinin Teknik Temelleri

Bu bölümün ilk iki altbölümü kitapta üzerinde durduğumuz konuya giriş niteliğindedir. Burada üzerinde durmadığımız konular önemsiz anlamına gelmemelidir. Çoğu uygulamalı bilimlerde olduğu gibi, yeraltı suyu incelemesi de fen, mühendislik ve teknoloji olmak üzere üç ana bölüme ayrılabilir. Bu kitapta bilimsel prensiplere önemli vurgular yapılmıştır. Mühendislik de önemli ölçüde dikkate alınmıştır fakat, teknoloji konusunda bir el kitabı niteliğinde değildir.

Sondaj yöntemleri, kuyuların tasarımı, inşası ve işletimi ve jeofizik loglama ile örnekleme, ayrıntılı olarak üzerinde durulmayan teknik konular arasındadır. Bunların hepsi hidrojeolog için gerekli bilgiler olup, başka kitaplarda bulunabilir. Ayrıca bunlar, en iyi şekilde okuma-ezberleme ile değil; deneyimle öğrenilebilecek şeylerdir.

Su sondajı ekipman türleri hakkında yazılmış birçok kitap bulunmaktadır (Briggs ve Fiedler, 1966; Gibson ve Singer, 1971; Campbell ve Lehr, 1973; U.S. Environmental Protection Agency, 1973a, 1976). Bu kitaplarda ayrıca kuyu filitresinin tasarımı ve yerleştirilmesi, pompaların seçimi ve yerleştirilmesi ile kuyuların inşası ve bakımı hakkında bilgi bulmak da mümkündür.

Kuyuların jeofizik loglaması konusunda, çoğu tekniklerin geliştiği petrol endüstrisindeki standart referans Pirson (1963)'dır. Patten ve Bennett (1963) yeraltı suyu aramaları ile ilgili değişik teknikleri ele almıştır. Altbölüm 8.2'de sondaj ve kuyu loglaması konusunda özet bir bilgi verilmiş olmakla birlikte, yeraltı suyu kaynak değerlendirilmesi konusunda çok sayıda örnek bulmak isteyen okuyucuya Walton (1970)'ın çalışması önerilir.

Yeraltı suyunun farklı anlamda teknik bir diğer yönü daha vardır; ancak, bu kitapta ele alınmamıştır. Bunlar yeraltı suyu yasalarıdır. Yeraltı su kaynaklarının geliştirilmesi ve idaresi, yasalarla belirlenmiş mevcut su hakları çerçevesinde ele alınmalıdır. Bu yasalar genellikle il veya eyalet bazında belirlenmektedir. Bu konuda Kuzey Amerika'da kelimenin tam anlamıyla gelenek, hak ve yasalardan oluşan bir mozayik vardır. Piper (1960) ve Dewsnut vd. (1973) A.B.D.'ndeki durumları incelemiştir. Thomas (1958) hidroloji ve yasalar arasındaki bir kısır döngüye dikkat çekmiştir.

Önerilen Okuma Kaynakları

CHOW, V.T. 1964. Hydrology and its development. *Handbook of Applied Hydrology*, ed. V. T. CHOW. McGraw-Hill, New York, pp. 1.1–1.22.

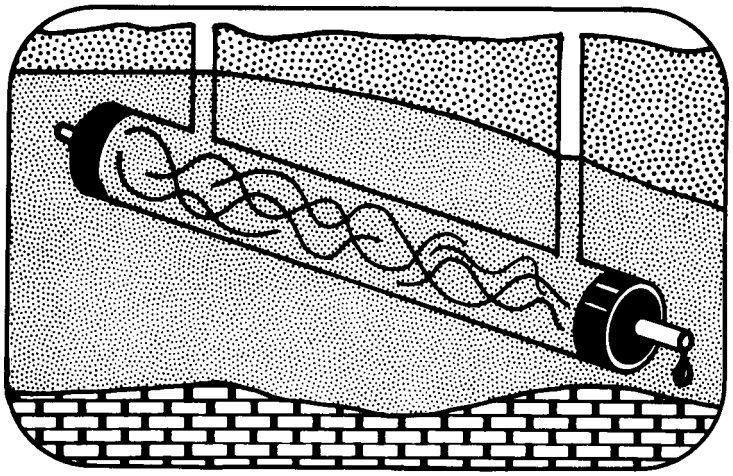
McGUINNESS, C. L. 1963. The role of groundwater in the national water situation. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper, 1800*.

MURRAY, C. R. 1973. Water use, consumption and outlook in the U.S. in 1970. *J. Amer. Water Works Assoc*., 65, pp. 302-308.

NACE, R. L. ed. 1971. Scientific framework of world water balance. *UNESCO Tech. Papers Hydrol*., 7, 27 pp.

BÖLÜM 2

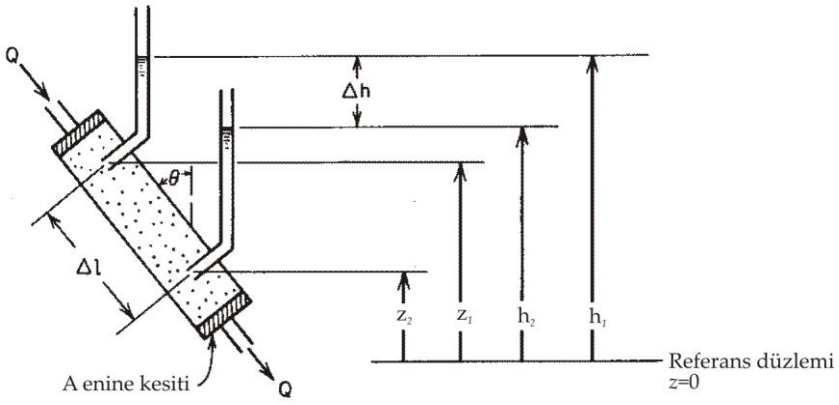
Fiziksel Özellikler ve İlkeler



2.1 Darcy Yasası

Yeraltı suyu hidrolojisinin bir nicel bilim olarak doğuşu 1856'ya kadar gider. Henry Darcy isimli Fransız hidrolik mühendisi Fransa'nın Dijon şehrinin su bilançosunu bu yılda yayınlamıştır. Darcy, raporunda kumlarda suyun akışını analiz eden bir laboratuvar deneyini tanımlamıştır. Darcy'nin yaptığı deneyin sonuçları kendi adını taşıyan ampirik yasa şeklinde genelleştirilebilir.

Şekil 2.1'de gösterilen deney düzeneğini göz önüne alınız. Enine kesiti A olan silindir, kumla dolu ve iki ucu da tıpalıdır. İki adet manometrenin iliştirildiği silindirin bir ucunda su giriş tüpü, diğerinde de su çıkış tüpü bulunmaktadır. Silindir içine, tüm gözenekler suyla dolana ve girişteki akış miktarı Q çıkıştaki akış miktarı Q'ya eşit olana kadar su verilmektedir. Eğer z=0 gibi keyfî bir referans düzlemi tayin edersek,



Şekil 2.1 Darcy yasasını ifade eden deneysel düzenek.

manometre girişleri z_1 ve z_2 olur; tüplerdeki akışkanın yüksekliği de h_1 ve h_2 olur. Manometre girişleri arasındaki mesafe Δl'dir.

Silindir içindeki *özgül debi* v'yi

$$v=Q/A \tag{2-1}$$

olarak tanımlayacağız. Q'nun boyutunun $[L^3/T]$ ve A'nınki $[L^2]$ olduğu zaman v'nin boyutu hız boyutu $[L/T]$ olur.

Darcy tarafından yapılan deneyler Δl sabit olduğu zaman v'nin $h_1–h_2$ ile doğru orantılı ve $h_1–h_2$ sabit olduğu zaman da Δl ile ters orantılı olduğunu göstermiştir. $\Delta h=h_2–h_1$ olursa Darcy yasası,

$$v=–K(\Delta h/\Delta l) \tag{2-2}$$

şeklinde veya

$$v=–K(dh/dl) \tag{2-3}$$

diferansiyel formunda yazılabilir. (2-3) eşitliğinde h: *hidrolik yük* ve dh/dl: *hidrolik eğim* olarak adlandırılır. K bir oransallık sabitidir. Silindir içindeki hidrolik eğimi sabit tuttuğumuzdan dolayı, K zeminin bir özelliği olmalıdır. Özgül debi zeminden zemine değişmektedir. Başka bir deyişle, dh/dl sabit tutulursa, v ile K doğru orantılı olacaktır. K parametresi *hidrolik iletkenlik* olarak adlandırılmaktadır. Kum ve çakıllardaki değeri yüksek iken, çoğu kayalarda ve killerde düşüktür. Δh ve Δl'nin ikisinin de birimi uzunluk $[L]$ olduğundan (2-2) bağıntısından hareketle K'nin boyutunun hız boyutu $[L/T]$ olduğu görülecektir. Altbölüm 2.3'de göstereceğimiz gibi, K sadece akış ortamının bir fonksiyonu değil; aynı zamanda ortamda akan akışkanın kendisinin de bir fonksiyonudur.

Darcy yasasının bir alternatif formu (2-1) eşitliği (2-3) eşitliğine konularak elde edilebilir:

$$Q=–K(dh/dl)A \tag{2-4}$$

Bu eşitlik bazen daha da kısaltılarak,

$$Q=–KiA \tag{2-5}$$

şeklinde yazılmaktadır. Bağıntıdaki i hidrolik eğimdir.

Darcy yasası uzayda herhangi bir yöndeki yeraltı suyu akışı için geçerlidir. Şekil 2.1'e ve (2-3) eşitliğine dayalı olarak, hidrolik eğim dh/dl ve hidrolik iletkenlik K sabit tutulduğunda, v hızı θ açısından bağımsızdır. Su akışı yerçekiminin aksi yönde; silindirin yukarısına doğru olduğu zaman, θ açısı 90^o'den büyük olduğunda bile v hızı θ açısından bağımsızdır.

Özgül debi v'nin hız boyutuna sahip olduğunu belirttik. Bu nedenle, bazen *Darcy hızı* olarak adlandırılır. Özgül debi bir makroskopik kavram olup, kolaylıkla ölçülebilir. Münferit su partiküllerinin akışı sırasında karşılaştığı kum taneleri etrafını dolaşırken (Şekil 2.2) oluşturduğu mikroskopik hızdan farklı olduğuna dikkat edilmelidir. Mikroskopik hızlar gerçek hız olmakla birlikte, ölçülmeleri imkansızdır. Bölümün kalan kısmında akış kavramının makroskopik ölçeği üzerinde duracağız. Boyutu hız boyutu olmasına rağmen, v'yi hız olarak kullanmayacağız; bunun yerine daha doğru terim olan *özgül debiyi* kullanacağız.



Şekil 2.2 Yeraltı suyu akışının makroskopik ve mikroskopik kavramları.

Bu son paragraf önemsiz gibi görünebilir; fakat, önemli bir kararı beyan eder. Yeraltı suyu akışını Darcy yaklaşımı ile analiz ettiğimiz zaman, mikroskopik davranışın makroskopik bir ortalamasını alıyoruz demektir. Burada, gözenekli ortamı oluşturan gerçek kum (veya kil partikül ya da kaya parçası) topluluklarını temsilci bir ortam ile yerdeğiştiriyoruz. Bu ortam için hidrolik iletkenlik gibi makroskopik parametreleri ve Darcy yasası gibi makroskopik yasaları tanımlıyoruz. Bunlar kavramsal olarak basit ve atılması gereken mantıklı adımlar olmakla birlikte, biraz karmaşıkça bir temele dayanmaktadırlar. Gözenekli ortam akışı konusundaki ileri düzey kitabında Bear (1972) bu temelleri ayrıntılı olarak ele almıştır. Altbölüm 2.12'de yeraltı suyu akışının mikroskopik ve makroskopik tanımlamaları arasındaki ilişkileri daha ileri düzeyde ele alacağız.

Darcy yasası ampirik bir yasa olup, sadece deneysel kanıtlara dayanmaktadır. Darcy yasasını daha temel fiziksel yasalardan türetmek için pekçok teşebbüste bulunulmuştur. Bear (1972) bu çalışmaları da derinlemesine incelemiştir. En başarılı yaklaşımlar, akışkanlar mekaniğinde çok iyi bilinen Navier-Stokes denklemlerinin, gözenekli ortamın idealize edilmiş kavramsal modelinin gözenek kanallarındaki su akışına uygulanması şeklinde olmuştur. Hubbert (1956) ve Irmay (1958) bu teşebbüsü yapan ilk araştırmacılardandır.

Bu kitapta yeraltı suyu analizinde Darcy yasasının vazgeçilmez önemine vurgu yapan çok sayıda örnek verilmiştir. Darcy yasası gözenekli ortamdaki akışın diğer pekçok uygulamasında da son derece önemlidir. Zemin suyunun akışını tanımladığı için toprak fizikçileri, ziraat mühendisleri ve zemin mekaniği uzmanları tarafından da kullanılmaktadır. Derin jeolojik formasyonlarda petrol ve gazın akışını tanımladığı için de petrol mühendisleri tarafından kullanılmaktadır. Filitre tasarımında kimya mühendisleri tarafından; gözenekli seramik tasarımlarında malzeme mühendisleri tarafından kullanılmaktadır. Hatta, vücut akışkanlarının gövdedeki gözenekli membranlar içindeki akışını tanımlamada biyologlar tarafından bile kullanılmaktadır.

Darcy yasası çok önemli bir ampirik yasa olup, bileşenleri üzerinde daha ayrıntılı olarak duracağız. Bundan sonraki iki altbölümde hidrolik yük h ve hidrolik iletkenlik K'nin fiziksel önemi ayrıntılı olarak ortaya konulacaktır.

2.2 Hidrolik Yük ve Akışkan Potansiyeli

Akış ile ilgili fiziksel süreçlerin analizinde genellikle potansiyel eğimin bilinmesi gereklidir. Sözgelimi, katılardaki ısı akışının yüksek sıcaklık derecelerinden düşük sıcaklık derecelerine ve elektrik akımının da devrelerde yüksek voltajdan düşük voltaja doğru olduğu bilinmektedir. Bu süreçler için sıcaklık derecesi ve voltaj potansiyel miktarlar olup, ısı ile elektrik akış oranları bu potansiyel eğimler ile doğru orantılıdır. Şu halde bize düşen, gözenekli ortamda sıvı akışını kontrol eden potansiyel eğimi tanımlamaktır.

Bu problemin Hubbert tarafından yeraltı suyu akışını klasik olarak ele alan eserinde dikkatlice irdelenmiş olması bir avantajdır (Hubbert, 1940). Bu altbölümün ilk kısmında Hubbert'in kavram ve türetmeleri üzerinde duracağız.

Hubbert'ın Akışkan Potansiyeli Analizi

Hubbert (1940), *potansiyeli* "uzayda yöne bağımlı olmayan, akış miktarının yüksek değerlerdeki bölgelerden daha düşük değerlere doğru olduğu, akış sistemi içinde herhangi bir noktada ölçülebilen bir büyüklük" olarak tanımlamaktadır (s. 794). Darcy deneyinde (Şekil 2.1) manometrelerdeki su seviyeleri ile ifade edilen hidrolik yük h, bu tanımlamayı karşılar gibi görünmektedir; ancak, Hubbert'ın da işaret ettiği gibi "daha ileri bir araştırma yapmadan bunu ampirik olarak kullanmak, aynen sıcaklığın fiziksel olarak ne anlama geldiğini bilmeden termometredeki civa kolonunun yüksekliğini okumaya benzer" (s. 795).

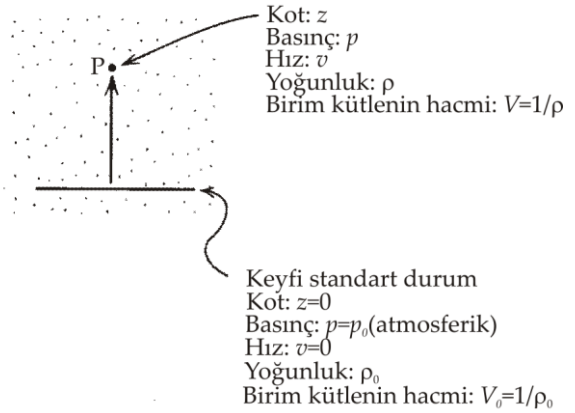
Potansiyel büyüklük için iki muhtemel bileşen, kot ve akışkan basıncıdır. Darcy düzeneğindeki (Şekil 2.1) silindirin düşey konuma getirilmesi halinde ($\theta = 0$) silindirdeki akış, yerçekimine bağlı olarak aşağı doğru (yukarı kottan düşük kota doğru) olurdu. Diğer taraftan, silindirin yatay konumda olması ve yerçekimi etkisinin akışta devre dışı kalması halinde ($\theta = 90^{o}$) silindirdeki akış ancak bir uçta basıncın yükselip diğer tarafta düşmesi durumunda gerçekleşecektir. Tek başına ne kot ne de basınç yeterli bir potansiyel oluşturmaktadır; ikisi beraber toplam potansiyel miktarını belirlemektedir.

Potansiyel miktarın anlaşılmasında en iyi yol, temel fizik veya akışkanlar mekaniği çalışanların da iyi bildiği gibi, akış süreci sırasındaki enerji ilişkilerini incelemektir. Matematikçi ve fizikçilerin klasik potansiyel tanımı, akış süreci sırasında yapılan iştir. Akış sistemi içinde iki nokta arasında hareket eden akışkanın birim kütlesinde yapılan iş ise, birim kütledeki enerji kaybının bir ölçüsüdür.

Gözenekli ortamlarda sıvı akışı mekanik bir süreçtir. Akışkanı hareket etmeye zorlayan kuvvetler, hareket halindeki akışkan ile gözenekli ortamın taneleri arasındaki sürtünme kuvvetlerinden büyük olmalıdır. Bu nedenle, akımla birlikte sürtünmeden dolayı mekanik enerjiden ısıl enerjiye tersinmez bir dönüşüm gerçekleşir. Bu yüzden,

uzaydaki akışın yönü, akışkanın birim kütlesi başına mekanik enerjinin yüksek olduğu bölgelerden daha düşük olan bölgelere doğru olmalıdır. Burada, akış sisteminde herhangi bir noktada birim kütle başına mekanik enerji, akışkanın birim kütlesini bir noktadan diğerine taşımak için gerekli iş olarak tanımlanabilir. Açıkça görüldüğü gibi, burada Hubbert'ın (akışın yönü bakımından) potansiyel tanımına ve (yapılan iş bakımından) klasik tanıma uymayan bir fiziksel büyüklük ortaya çıkmaktadır. Gözenekli ortamdaki *akışkan potansiyeli* işte bu sebepten dolayı *akışkanın birim kütlesi başına mekanik enerjidir*.

Şimdi, bu büyüklüğü daha önce belirlediğimiz kot ve basınç terimleri ile ilişkilendirmek gerekir. p_o'ın atmosferik olduğu $p=p_o$ basınç ve $z=0$ kot durumundaki (Şekil 2.3) rasgele bir standart durumu göz önüne alınız. ρ_o yoğunluğundaki bir akışkanın birim kütlesi, V_o kadar hacim işgal edecektir (burada $V_o=1/\rho_o$). Akışkanın birim kütlesini standart durumdan akış sistemi içinde kotu z ve basıncı p olan herhangi bir P noktasına yükseltmek için gerekli işi hesaplamak istiyoruz. Burada, birim kütleye sahip akışkanın yoğunluğu ρ olabilir; doldurduğu hacim de $V=1/\rho$ olacaktır. Ayrıca, akışkanın standart durumdaki hızını $v=0$ ve P noktasındaki hızını v olarak göz önüne alacağız.



Şekil 2.3 Akışkanın birim kütlesinin mekanik enerjisinin hesaplanması için veriler.

İş hesabında üç adet bileşen bulunmaktadır. Birincisi, kütleyi $z=0$ kotundan z kotuna yükseltmek için gerekli olandır:

$$w_1=m\,g\,z \tag{2-6}$$

İkincisi, akışkanın hızını $v=0$'dan v hızına yükseltmek (=ivme kazandırmak) için gerekli olandır:

$$w_2=mv^2/2 \tag{2-7}$$

Üçüncüsü, akışkandaki basıncı $p=p_o'$dan p'ye yükseltmek için gerekli olandır:

$$w_3 = m\int_{p_o}^{p} \frac{V}{m} dp = m\int_{p_o}^{p} \frac{dp}{\rho} \tag{2-8}$$

Akışkanın P noktasından standart duruma hareketi söz konusu olsaydı, (2-6) eşitliği potansiyel enerjideki kaybı; (2-7) eşitliği kinetik enerjideki kaybı ve (2-8) eşitliği de elastik enerjideki kaybı veya p-V işini temsil ederdi.

Akışkan potansiyeli Φ (birim kütle başına mekanik enerji) w_1, w_2 ve w_3'ün toplamına eşittir. Akışkanın birim kütlesi için (2-6), (2-7) ve (2-8) eşitliklerinde m=1 ve,

$$\Phi = gz + \frac{v^2}{2} + \int_{p_o}^{p} \frac{dp}{\rho} \tag{2-9}$$

olur. Gözenekli ortamdaki akışta hızlar çok düşük olduğundan, bağıntıdaki ikinci terim ihmal edilebilir. Sıkışmayan (ρ, p'nin fonksiyonu olacak şekilde sabit yoğunluğa sahip) akışkanlar için (2-9) eşitliği daha da sadeleştirilerek,

$$\Phi = gz + \frac{p - p_o}{\rho} \tag{2-10}$$

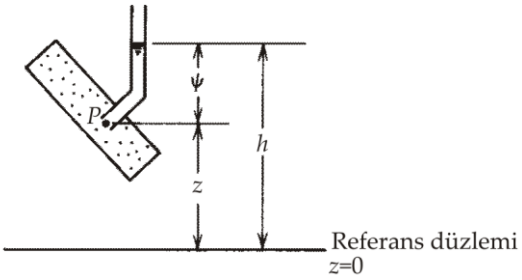
olur. Akışkan potansiyelinin muhtemel bileşenleri hakkında daha önceki tahminlerimizin doğru olduğu görülmektedir. (2-10) eşitliğindeki ilk terim kot (z) ile; ikinci terim de basınç (p) ile ilgilidir.

Bu terimlerle hidrolik yük (h) arasında nasıl bir ilişki vardır? Darcy manometresine (Şekil 2.4) tekrar bakalım. P noktasındaki akışkan basıncı p,

$$p=\rho g \psi + p_o \tag{2-11}$$

şeklinde verilir. Bağıntıda ψ: P noktası üzerindeki akışkan sütununun yüksekliği ve p_o da atmosferik basınç veya standart durumdaki basınçtır. Şekil 2.4'den ve (2-11) eşitliğinden,

$$p=\rho g\,(h-z)+p_o \tag{2-12}$$



Şekil 2.4 Bir laboratuvar manometresi için hidrolik yük (h), basınç yükü (ψ) ve kot yükü (z).

olduğu gayet açıktır. (2-12) eşitliğini (2-10) eşitliğindeki yerine koyarak,

$$\Phi = gz + \frac{\left[\rho g(h-z) + p_o\right] - p_o}{\rho} \tag{2-13}$$

elde edilir ve bazı terimlerin sadeleştirilmesiyle de,

$$\Phi = gh \tag{2-14}$$

elde edilir.

Uzun çözümlerden sonra bu son derece basit sonucu elde ettik. Gözenekli ortamda herhangi bir *P* noktasındaki akışkan potansiyeli (Φ) çok basit olarak o noktadaki hidrolik yük ile yerçekimi ivmesinin çarpımına eşittir. Yer yüzeyine yakın kesimde *g* yaklaşık sabit olduğundan, Φ ile *h* arasında mükemmel bir korelasyon vardır. Birinin bilinmesi halinde diğerinin bulunması mümkündür. Bu nedenle, hidrolik yükün (*h*) kullanılması da potansiyelin (Φ) kullanılması kadar uygundur. Hubbert'ın tanımlamasını tekrar hatırlayacak olursak: fiziksel bir büyüklük, ölçülmesi mümkün ve akış daima *h*'nin yüksek olduğu bölgelerden düşük olduğu bölgelere doğrudur. (2-14) eşitliğine göre, Φ birim kütle başına enerji ise, *h* de birim ağırlık başına enerjidir.

Yeraltı suyu hidrolojisinde genellikle atmosferik basınç (p_o) sıfıra eşitlenir ve bir komparatör basıncında (yani atmosferik basınç üzerinde) çalışılır. Bu durumda (2-10) ve (2-14) eşitlikleri,

$$\Phi = gz + \frac{p}{\rho} = gh \tag{2-15}$$

şekline dönüşür. *g'ye* bölmek suretiyle,

$$h = z + \frac{p}{\rho g} \tag{2-16}$$

elde edilir. (2-11) eşitliğini komparatör basıncı cinsinden yerine koyarak,

$$p = \rho g \psi \tag{2-17}$$

olur ve (2-16) eşitliği,

$$h = z + \psi \tag{2-18}$$

şekline dönüşür.

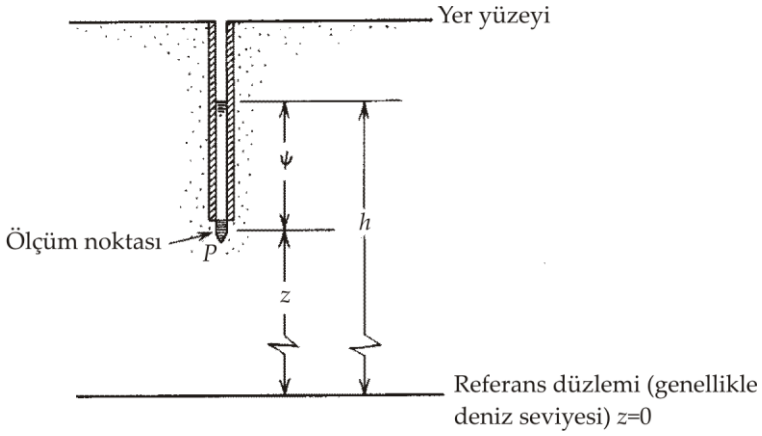
Böylece, hidrolik yükün (*h*), iki bileşenin toplamı olduğu görülür: ölçüm noktasının kotu veya *kot yükü z* ile *basınç yükü ψ*. Bu temel yük ilişkisi, yeraltı suyu akışını anlamada esas rolü oynar. Şekil 2.4'de Darcy manometresindeki ilişki; Şekil 2.5'te de arazi ölçümlerindeki ilişki görülmektedir.

Elementer akışkanlar mekaniği ile aşina olanlar; (2-9) eşitliğinin, akış sırasındaki enerji kaybının klasik formülü olan *Bernoulli denklemi* olduğunu hemen tanıyacaklardır. Bazı yazarlar (Todd, 1959; Domenico, 1972) akışkan potansiyeli ve hidrolik yük

kavramlarını geliştirmede Bernoulli denklemini başlangıç noktası olarak almışlardır. (2-9) eşitliğini hidrolik yük cinsinden yazar ve gerekli sadeleştirmeleri yaparsak,

$$h_T = h_z + h_p + h_v \tag{2-19}$$

şekline dönüşür. Burada, h_z=kot yükü, h_p=basınç yükü ve h_v=hız yüküdür. Daha önceki tanımlamalarımıza göre $h_z=z$, $h_p=\psi$ ve $h_v=v^2/2g$'dir. h_T=*toplam yük* olup, $v=0$ özel durumunda hidrolik yük h'ya eşittir ve (2-18) eşitliği geçerlidir.



Şekil 2.5 Bir arazi piyezometresi için hidrolik yük (h), basınç yükü (ψ) ve kot yükü (z).

Boyutlar ve Birimler

Yük terimleri olan h, ψ ve z'nin birimleri uzunluk birimidir [L]. Genellikle "metre su" veya "ayak (ft) su" cinsinden ifade edilirler. Buradaki "su" nitelemesi yük ölçümlerinin (2-17) eşitliğindeki akışkan yoğunluğuna bağlı olduğunu vurgulamak içindir. Şekil 2.5'de P noktasındaki akışkan basıncı p aynı olmak şartıyla, jeolojik formasyonun gözeneklerindeki akışkanın su yerine petrol olması halinde hidrolik yük h ve basınç yükü ψ'nin değerleri değişecektir. Hemen her yerinde su ile uğraştığımız bu kitapta sıfat ile ilgili terimler kullanılmayacak; yükler sadece metre cinsinden ifade edilecektir.

Bu altbölümde sunulan diğer terimlere gelince, [M][L][T] temeline dayalı SI sisteminde basıncın boyutu [M/LT^2], yoğunluğun boyutu [M/L^3] ve birim kütle başına enerji demek olan akışkan potansiyelinin boyutu da [L^2/T^2]'dir. Buraya kadar sunulan önemli parametrelerin boyutları ve yaygın birimleri Tablo 2.1'de verilmiştir. Herhangi bir anlaşılmazlık durumunda Ek I'e başvurulmalıdır. Temel birim sistemi olarak bu kitapta SI metrik birimlerini kullanacağız; ancak, Tablo 2.1'de FPS eşdeğerleri de verilmiştir. Dönüşüm faktörleri Ek I'deki Tablo A1.3'de verilmiştir. Tablo 2.1'de verilen ve,

$$\gamma = \rho g \qquad (2\text{-}20)$$

şeklinde ifade edilen suyun birim ağırlığının (γ), FPS birim sistemi için yoğunluktan (ρ) daha uygun olduğuna dikkat ediniz. FPS'nin temel birimlerinden biri kuvvettir.

Tablo 2.1 Yeraltı suyu temel parametreleri için boyutlar ve yaygın birimler.[a]

		Système International [b] SI		Foot-pound-second sistemi [c] FPS	
Parametre	Simge	Boyut	Birimler	Boyut	Birimler
Hidrolik yük	h	$[L]$	m	$[L]$	ft
Basınç yükü	ψ	$[L]$	m	$[L]$	ft
Kot yükü	z	$[L]$	m	$[L]$	ft
Akışkan basıncı	p	$[M/LT^2]$	N/m^2 veya Pa	$[F/L^2]$	lb/ft^2
Akışkan potansiyeli	Φ	$[L^2/T^2]$	m^2/s^2	$[L^2/T^2]$	ft^2/s^2
Yoğunluk	ρ	$[M/L^3]$	kg/m^3	–	–
Birim ağırlık	γ	–	–	$[F/L^3]$	lb/ft^3
Özgül debi	v	$[L/T]$	m/s	$[L/T]$	ft/s
Hidrolik iletkenlik	K	$[L/T]$	m/s	$[L/T]$	ft/s

[a] Ayrıca bkz. Ek I'de Tablolar A1.1, A1.2 ve A1.3.
[b] Temel boyutlar: uzunluk $[L]$, kütle $[M]$, zaman $[T]$.
[c] Temel boyutlar: uzunluk $[L]$, kuvvet $[F]$, zaman $[T]$.

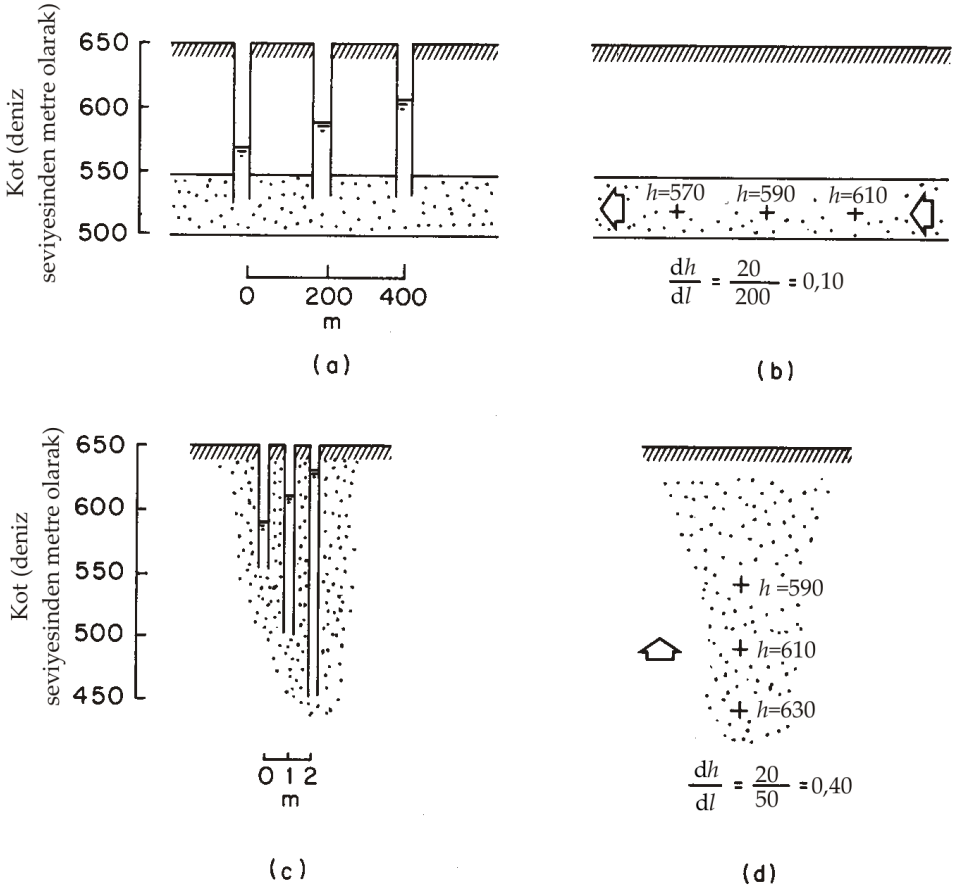
Piyezometreler ve Teleskobik Piyezometreler

Hidrolik yükün ölçülmesinde temel araç, içinde su seviyesinin tanımlanabildiği bir tüp veya borudan ibarettir. Laboratuvardaki tüp (Şekil 2.4) *manometre*; arazideki boru (Şekil 2.5) *piyezometre* olarak adlandırılır. Bir piyezometre tüm uzunluğu boyunca su sızmasına izin vermeyecek şekilde yalıtılmış olmalıdır. Suyun girebilmesi için alt ucu açık olmalı; üst ucu da atmosfere açık olmalıdır. Suyun içeri alınması genellikle ya borunun yarıklı kısmından ya da *çakma kuyu* vasıtasıyla olmaktadır. Bunların ikisinde de boru içine sadece suyun girişi sağlanmalı; jeolojik formasyonu oluşturan kum taneleri veya kil partiküllerinin geçmesine izin verilmemelidir. Bir piyezometrede ölçüm noktasının akışkan yüzeyi olmadığı; piyezometrenin tabanı olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır. Piyezometrenin çalışma mantığı birçok yönden termometreye benzetilebilir. Yeraltı suyu haznesinde herhangi bir P noktasındaki h'yi tayin eden basit bir araçtır. Bazı uygulamalarda kullanılan basit bir boru şeklindeki düşey piyezometrelerin yerine son yıllarda basınç göstergeli, havalı ve elektrik bileşenli daha karmaşık tasarımlar kullanılmaya başlanmıştır.

Yeraltı suyunun akış yönünü belirlemek amacıyla piyezometreler genellikle gruplar halinde yerleştirilmektedir. Şekil 2.6(a)'da su taşıyan bir jeolojik formasyon içine yerleştirilmiş üç piyezometre görülmektedir. Bir an için bu aletleri diyagramdan çıkararak [Şekil 2.6(b)] sadece ölçülen değerleri dikkate alalım. Akış, yüksek h'den düşük olan tarafa doğru; bu durumda sağdan sola doğrudur. İki piyezometre arasındaki mesafenin bilinmesi halinde dh/dl hidrolik eğimi hesaplanabilir. Jeolojik formasyonun hidrolik iletkenliği (K) bilindiği takdirde özgül debiyi (veya akış yönüne

dik herhangi bir enine kesit alanındaki akışın hacimsel miktarını) hesaplamada Darcy yasası kullanılabilir.

Bazı hallerde düşey potansiyel eğim bilinmek istenir. Böyle durumlarda yan yana (veya aynı kuyu içinde) olmak üzere iki veya daha fazla *teleskobik piyezometreden* yararlanılır. Bunların her birinin tabanı genellikle farklı derinlikte ve çoğu zaman da değişik jeolojik formasyonlar içindedir. Şekil 2.6(c) ve (d)'de yukarı doğru bir yeraltı suyu akış bölgesinde bir teleskobik piyezometre grubu görülmektedir.



Şekil 2.6 Piyezometre yerleştirmek suretiyle hidrolik eğimlerin belirlenmesi.

Bir yeraltı suyu akış sisteminde hidrolik yüklerin dağılımı uzaysal olarak üç boyutludur. Şekil 2.6'daki piyezometre grupları, şekilde gösterilen yönlerde akışın *bileşenleri* olduğunu kanıtlamaktadır. Üç boyutlu bir hidrojeolojik sistemde çok sayıda piyezometrenin yerleştirilmesi halinde, eş hidrolik yüklerin konturlanması mümkündür. Böyle noktaların üç boyutta birleştirilmiş şekli ile *eşpotansiyel yüzey* elde edilir. İster yatay isterse düşey olsun, iki boyutlu herhangi bir enine kesitte bu eşpotansiyel yüzeylerin izine *eşpotansiyel çizgi* denir. Bir enine kesitte hidrolik yüklerin

dağılımının bilinmesi halinde eşpotansiyel çizgilere dik yönde *akış çizgileri* oluşturmak mümkündür. Birbirini kesen eşpotansiyel çizgiler ile akış çizgilerinin oluşturduğu takıma *akım ağı* denir. Akım ağlarının oluşturulması ile ilgili geniş bilgi 5. Bölümde; bunların bölgesel yeraltı suyu akışının yorumlanmasındaki faydaları ise 6. Bölümde ele alınmıştır.

Eşlenik Akış

Suyun gözenekli ortamdaki akışının hidrolik yükten ziyade eğimlerin etkisi altında gerçekleştiğine dair artık elimizde bir hayli deneysel ve teorik kanıt bulunmaktadır. Meselâ, hidrolik eğim sıfır bile olsa *sıcaklık gradyanının* mevcut olması yeraltı suyunda akışı sağlayabilmektedir (Gurr vd., 1952; Philip ve de Vries, 1957). Zeminlerde don kamalarının (frost wedges) oluşmasında bu bileşen önemlidir (Hoekstra, 1966; Harlan, 1973).

Zemine elektrik akımı verildiğinde oluşan *elektrik gradyan* yüksek voltajdan düşük voltaja doğru su akışı oluşturabilir. Akış mekanizmasında rol oynayan etmen, sudaki elektrik yüklü iyonlar ile zemindeki kil minerallerinin elektrik yükü arasındaki etkileşimdir (Casagrande, 1952). Bu prensip, zemin mekaniğinde zemin drenajındaki *elektro-kinetik* yaklaşımda kullanılmaktadır (Terzaghi ve Peck, 1967).

Kimyasal gradyan, diğer eğimlerin olmadığı durumlarda bile yüksek tuzluluk bölgelerinden düşük tuzluluk bölgelerine doğru su akışına (ve ayrıca su içinde kimyasal bileşenlerin hareketine) neden olabilmektedir. Su akışının oluşmasında diğer gradyanlara kıyasla kimyasal gradyanların rolü nispeten önemsizdir; ancak, yeraltı suyu kirliliği çalışmalarında kimyasal bileşenlerin hareketi üzerindeki doğrudan etkisi son derece önemlidir. Bu kavramlar üzerinde daha çok 3., 7. ve 9. Bölümlerde durulacaktır.

Bu bileşenlerin tümü akış oluşmasında etkili olduğuna göre, (2-3) eşitliğindekinden daha genel bir akış yasası,

$$v = -L_1 \frac{dh}{dl} - L_2 \frac{dT}{dl} - L_3 \frac{dc}{dl} \tag{2-21}$$

şeklinde yazılabilir. Denklemde h=hidrolik yük, T=sıcaklık, c=kimyasal konsantrasyon ve L_1, L_2 ile L_3 de oransallık sabitleridir. Sırf tartışma maksadıyla dc/dl=0 kabul edelim. Bu durumda, sıvı akışının hidrolik yük eğimi ile sıcaklık gradyanı altında oluştuğu durum söz konusudur:

$$v = -L_1 \frac{dh}{dl} - L_2 \frac{dT}{dl} \tag{2-22}$$

L_1 (dh/dl) genelde L_2 (dT/dl)'den çok büyüktür.

Eğer ısı akışı oluşturan sıcaklık gradyanı gözenekli ortamda su akışına neden olabiliyorsa, sıvı akışını oluşturan hidrolik eğimin ısı akışı oluşturması da sürpriz

olmamalıdır. Bu karşılıklı bağımlılık, *eşlenik akış* (coupled flow) olarak bilinen termodinamik kavramın bir neticesidir. $dh/dl=i_1$ ve $dT/dl=i_2$ olduğunu kabul edersek (2-22) eşitliğinden sonra,

$$v_1 = -L_{11}i_1 - L_{12}i_2 \tag{2-23}$$

$$v_2 = -L_{21}i_1 - L_{22}i_2 \tag{2-24}$$

denklemlerini yazabiliriz. Burada, v_1: ortamdaki sıvı akışının özgül debisi ve v_2: ortamdaki ısı akışının özgül debisidir. *L*'ler ise *kuramsal katsayılardır*. (2-23) eşitliğinde $L_{12}=0$ olması durumunda geriye kalan ifade yeraltı suyu akışının Darcy yasası ve L_{11} de hidrolik iletkenliktir. (2-24) eşitliğinde $L_{21}=0$ olması durumunda geriye kalan ifade ısı akışının Fourier yasası ve L_{21} de termal iletkenliktir.

Eşlenik denklemleri tamtakım halinde yazmak mümkündür. Denklemler seti (2-23) formunda olacak fakat, (2-21)'in tüm eğimlerini; hatta başka eğimleri bile içerebilecektir. Gözenekli ortamda eşlenik akış teorisinin geliştirilmesindeki öncüler Taylor ve Cary (1964)'dir. Olsen (1969) da önemli deneysel çalışmalar yapmıştır. Bear (1972) bu teori ile ilgili olarak burada ele alınandan daha ileri düzeyde ayrıntılar vermiştir. Gözenekli ortamdaki akış fiziğinin termodinamik tanımlaması kavramsal olarak güçlüdür; ancak, L_{ij} kuramsal katsayılar matrisinin köşegeninin dışındaki katsayılar konusunda pratikte çok az veri vardır. Bu kitapta, yeraltı suyu akışının Darcy yasası [(2-3) eşitliği] ile tam uyumlu olduğunu; kot ve basınç bileşenlerinden oluşan hidrolik yükün [(2-18) eşitliği] toplam yükü uygun şekilde temsil ettiğini ve hidrolik iletkenliğin (2-21) eşitliğindeki tek önemli kuramsal katsayı olduğunu varsayacağız.

2.3 Hidrolik İletkenlik ve Geçirgenlik

Hubbert (1956)'ın işaret ettiği gibi, Darcy yasasının hidrolik iletkenlikte artık evrenselleşmiş olan oransallık sabiti sadece gözenekli ortamın bir fonksiyonu olmayıp, aynı zamanda akışkanın da bir fonksiyonudur. Şekil 2.1'deki deney düzeneğini tekrar göz önüne alınız. Aynı kumun kullanılması halinde, Δh ve Δl'nin sabit tutulduğu iki değişik deneyde birincisinde akışkan olarak su, ikincisinde ise pekmez (melas) kullanılırsa, ikinci deneydeki özgül debinin birinci deneydekinden çok daha düşük olduğu görülecektir. Bu gözlemin ışığında, gözenekli ortamın iletkenlik özelliklerini içinden akan akışkandan bağımsız olarak tanımlayacak bir parametrenin belirlenmesi gerekmektedir.

Bu amaca yönelik olarak *d* çapındaki üniform cam boncuklardan oluşan ideal bir gözenekli ortamda deneyler yapılmıştır. dh/dl sabit hidrolik eğimi altında düzenekte değişik yoğunluk (ρ) ve dinamik viskozitedeki (μ) akışkanların akması halinde aşağıdaki oransallık ilişkileri elde edilir:

v ile d^2 doğru orantılı

v ile ρg doğru orantılı

v ile μ ters orantılı

Darcy'nin orijinal gözlemindeki $-dh/dl$ ve v doğru orantısı ile beraber bu üç eşitlikten Darcy yasasının bir yeni versiyonu olan,

$$v = -\frac{Cd^2\rho g}{\mu}\frac{dh}{dl} \tag{2-25}$$

bulunur. Bağıntıdaki C bir diğer oransallık katsayısıdır. Gerçek zeminlerde ortalama tane çapından başka, sözgelimi tane boyu dağılımı; tanelerin yuvarlaklığı ve küreselliği ile paketlenme şekilleri gibi diğer ortam özelliklerini de yansıtmalıdır.

(2-25) eşitliğinin orijinal Darcy yasası [(2.3) eşitliği] ile karşılaştırılması,

$$K = \frac{Cd^2\rho g}{\mu} \tag{2-26}$$

olduğunu gösterir. Bağıntıdaki ρ ve μ akışkanın; Cd^2 de ortamın özellikleridir. Eğer,

$$k = Cd^2 \tag{2-27}$$

tanımlamasını yaparsak,

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \tag{2-28}$$

olur. Buradaki k, *özgül* veya *gerçek* (*intrinsic*) geçirgenlik olarak adlandırılır. Eğer K sürekli olarak hidrolik iletkenlik olarak anılacaksa, sıfatları bir kenara bırakarak k'yi sadece geçirgenlik olarak anmak daha uygun olacaktır. Kitabın geri kalan kısmında bu kabule göre hareket edeceğiz; ancak, K'nin bazen geçirgenlik katsayısı olarak adlandırıldığı, özellikle birtakım eski kitap ve raporlar söz konusu olduğunda ister istemez karışıklıklar söz konusu olmaktadır.

Hubbert (1940) gözenekli ortamdaki akış sırasında mikroskopik ölçekteki zorlayan ve direnen kuvvetler arasındaki ilişkileri irdeleyerek (2-25)'den (2-28)'e kadar olan eşitliklerdeki temel prensipleri geliştirmiştir. Hubbert'ın kendine özgü analizindeki boyutsal yaklaşımlar (2-25) eşitliğine götüren oransallık ilişkisindeki g sabitini kullanmamızı sağlamıştır. Bu durumda C boyutsuz bir katsayı olarak karşımıza çıkmaktadır.

Geçirgenlik k sadece ortamın bir fonksiyonu olup, boyutu da $[L^2]$'dir. Bu terim daha çok petrol endüstrisinde kullanılmaktadır. Böyle durumlarda akışkansız iletim parametresinin cazip olduğu; gaz, petrol ve suyun birlikte bulunduğu çok fazlı akış

sistemleri söz konusudur. m^2 veya cm^2 ile ölçüldüğünde k çok küçüktür; bu nedenle, petrol mühendisleri geçirgenlik birimi olarak *darcy*'yi tanımlamışlardır. (2-28) eşitliği (2-3) eşitliğindeki yerine konulursa Darcy yasası,

$$v = \frac{-k\rho g}{\mu}\frac{dh}{dl} \tag{2-29}$$

şeklini alır. 1 darcy, bu eşitlikten hareketle, $\rho g(dh/dl)$ terimini 1 atm/cm'ye eşitleyen hidrolik eğim altında, 1 cp'lik viskoziteye sahip akışkanın 1 cm/s'lik özgül debisini sağlayan geçirgenlik olarak tanımlanır. 1 darcy yaklaşık olarak 10^{-8} cm^2'ye eşittir.

Hidrolik iletkenlik birimi olarak su sondajcılığında yaygın şekilde gal/gün/ft^2 kullanılmaktadır. Darcy yasası (2-4) eşitliği ile ifade edildiğinde daha net bir şekilde anlaşılmaktadır:

$$Q = -K\frac{dh}{dl}A$$

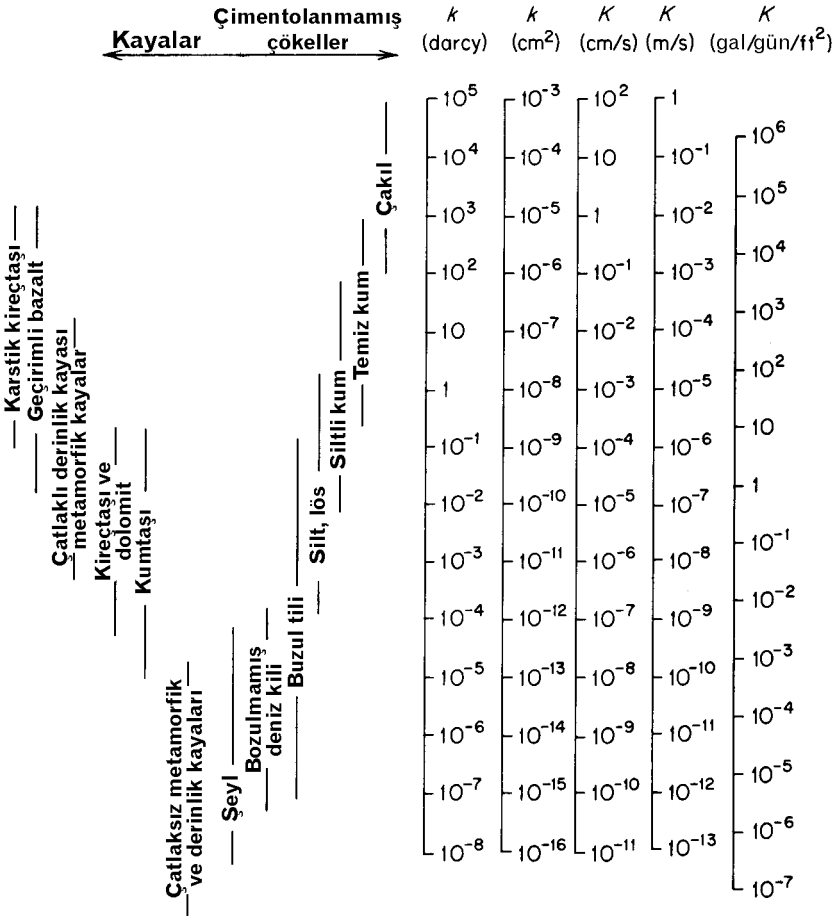
Bu birimle ilgili olarak daha önce A.B.D. Jeolojik Araştırmaları (U.S.G.S.) tarafından yapılan tanımlamalar laboratuvar katsayısı ile arazi katsayısı arasında bir ayırım getirmektedir. Ancak, bu terimlerin güncelleştirilmesi ile ilgili bir çalışmayla (Lohman, 1972) bu resmî ayırım ortadan kaldırılmıştır. Arazi ortamı ile laboratuvar ortamındaki sıcaklık farklılıklarının (2-28) eşitliğindeki viskozite teriminden kaynaklanan hidrolik iletkenlik değerlerini etkileyeceğine dikkat etmek yeterlidir. Bu etki genellikle küçük olduğundan düzeltme faktörlerine çok ender durumlarda başvurulur. Ölçüm yöntemlerinin çok farklı oluşu ve değerler üzerinde yapılan yorumların da ölçüm şekline çok bağımlı oluşundan dolayı hidrolik iletkenlik ölçümlerinin laboratuvarda mı yoksa arazide mi ölçüldüğünün not edilmesi yararlı olacaktır. Ancak, bu bilgi kavramsal önemden ziyade pratik açıdan önemlidir.

Tablo 2.2'de çok geniş bir aralıktaki jeolojik malzemeler için beş değişik birim sisteminde hidrolik iletkenlik ve geçirgenlik değerlerinin değişim aralıkları verilmiştir. Bu tablo, kısmen Davis (1969)'in çalışmasında özet olarak sunulan verilere dayalı olarak hazırlanmıştır. Bu verilerden çıkarılacak temel sonuç, hidrolik iletkenliğin çok geniş bir aralıkta değişim gösterdiğidir. Logaritmik olarak 13 mertebesinde değişim gösteren çok az fiziksel özellik vardır. Pratik açıdan bakılırsa, hidrolik iletkenlik için şiddetin derecesi çok önemli olabilir. Bunun aksine, rapor edilen hidrolik iletkenlik değerlerinde üçüncü basamak olan ondalık sayının önemi çok azdır.

Tablo 2.3'de k ve K için yaygın olarak kullanılan birimlerin dönüşüm faktörleri verilmiştir. Bir örnek olması bakımından k'nin cm^2'den ft^2'ye dönüşümünde $1{,}08 \times 10^{-3}$ ile çarpıldığına dikkat ediniz. Tersi durumda, ft^2'den cm^2'ye dönüşüm için $9{,}29 \times 10^2$ ile çarpınız.

Hidrolik iletkenliğin laboratuvarda ve arazide ölçümü ile ilgili değişik yöntemler Altbölümler 8.4-8.6'da ele alınmıştır.

Tablo 2.2 Hidrolik iletkenlik ve geçirgenlik değerlerinin değişim aralığı.



Tablo 2.3 Geçirgenlik ve hidrolik iletkenlik birimleri için dönüşüm faktörleri.

	Geçirgenlik, *k**			Hidrolik iletkenlik, *K*		
	cm^2	ft^2	darcy	m/s	ft/s	ABD gal/gün/ft^2
cm^2	1	$1{,}08\times10^{-3}$	$1{,}01\times10^{8}$	$9{,}80\times10^{2}$	$3{,}22\times10^{3}$	$1{,}85\times10^{9}$
ft^2	$9{,}29\times10^{2}$	1	$9{,}42\times10^{10}$	$9{,}11\times10^{5}$	$2{,}99\times10^{6}$	$1{,}71\times10^{12}$
Darcy	$9{,}87\times10^{-9}$	$1{,}06\times10^{-11}$	1	$9{,}66\times10^{-6}$	$3{,}17\times10^{-5}$	$1{,}82\times10^{1}$
m/s	$1{,}02\times10^{-3}$	$1{,}10\times10^{-6}$	$1{,}04\times10^{5}$	1	3,28	$2{,}12\times10^{6}$
ft/s	$3{,}11\times10^{-4}$	$3{,}35\times10^{-7}$	$3{,}15\times10^{4}$	$3{,}05\times10^{-1}$	1	$6{,}46\times10^{5}$
ABD gal/gün/ft^2	$5{,}42\times10^{-10}$	$5{,}83\times10^{-13}$	$5{,}49\times10^{-2}$	$4{,}72\times10^{-7}$	$1{,}55\times10^{-6}$	1

k'yi ft^2 olarak bulmak için cm^2 olarak verilen *k*'yi $1{,}08\times10^{-3}$ ile çarpınız.

2.4 Hidrolik İletkenliğin Heterojenliği ve Anizotropisi

Hidrolik iletkenlik değerleri bir jeolojik formasyon içinde bir noktadan diğerine genellikle değişmektedir. Ayrıca, jeolojik formasyon içinde herhangi bir noktada ölçüm yönüne bağlı olarak da değişim gösterebilirler. Burada bahsedilen birinci özellik *heterojenlik*; ikincisi de *anizotropi* olarak adlandırılır. Olağan sayılan bu özellikler ile ilgili kanıt, çoğu arazi örnekleme programları içerisinde yer alan çok sayıdaki nokta ölçümleridir. Bu özelliklerin yaygın olarak bulunmasının arkasındaki jeolojik neden, değişik jeolojik ortamları oluşturan jeolojik süreçlerin anlaşılmasında yatmaktadır.

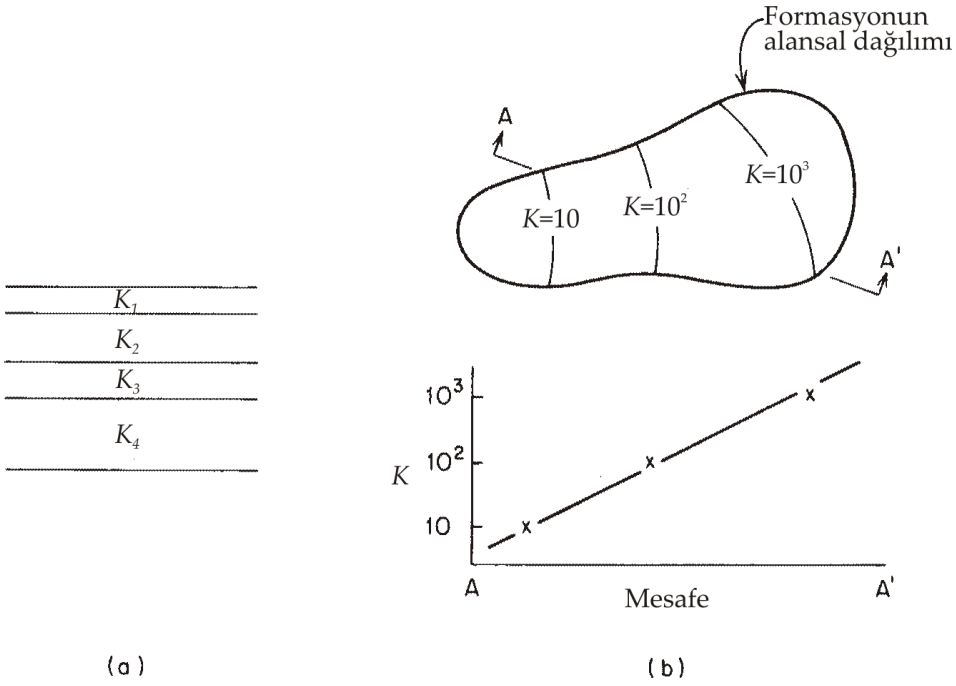
Homojenlik ve Heterojenlik

Hidrolik iletkenlik K, bir jeolojik formasyon içinde konumdan *bağımsız* ise, formasyon *homojen*; *bağımlı* ise, *heterojendir*. Homojen bir formasyon içinde bir xyz koordinat sistemi oluşturursak $K(x,y,z)=C$ olur. C bir sabit olup, heterojen formasyonda $K(x,y,z) \neq C$'dir.

Jeolojik ortam sayısı kadar çok sayıda heterojen düzenden söz etmek mümkündür; ancak, bunları üç ana kategoriye indirmek büyük kolaylık sağlayacaktır. Şekil 2.7(a)'da sedimenter kayalarda ve taşlaşmamış gölsel ve denizel çökellerde yaygın olarak bulunan *katmanlı heterojenliğin* bir örneği düşey kesitte görülmektedir. Formasyonu oluşturan tabakalar kendi içinde K_1, K_2, . . . gibi homojen hidrolik iletkenlik değerlerine sahiptir; ancak, tüm sistem heterojen olarak düşünülebilir. Kil ve kum ardalanması örneklerinde olduğu gibi, katmanlı heterojenlik içerisinde K'nin 13 derecesinin tamamı (Tablo 2.2) gözlenebilir. Faylar ve büyük ölçekli stratigrafik yapıların bulunduğu yerlerde; *süreksiz heterojenlik* durumlarında da bu büyük değişimlere rastlamak mümkündür. Süreksizlik özelliğinin her yerde bulunabildiği tipik örnek örtü formasyon–anakaya dokanaklarıdır. Şekil 2.7(b)'de *eğilimli heterojenlik* durumunu gösteren bir harita görülmektedir. Jeolojik formasyonlarda bu tür eğilimlerin olması normaldir fakat; bunlar daha çok delta, alüviyal yelpaze ve buzul çökellerini oluşturan sedimenter süreçlerde daha yaygındır. İletkenliği eklem ve kırık yönelimine bağlı olan çoğu kayalarda olduğu gibi, A, B ve C zemin zonlarında düşey yöndeki hidrolik iletkenliklerde eğilim söz konusudur. Eğilimli heterojenlik, geniş alana yayılmış kaya veya taşlaşmamış formasyonlarda birkaç kilometrelik mesafe içerisinde logaritmik olarak 2-3 mertebesinde gradyanlara (eğimlere) sahip olabilmektedir.

Pekçok hidrojeolog ve petrol jeoloğu bir jeolojik formasyon içerisindeki heterojenlik derecesinin nicel tanımı konusunda istatistiksel dağılımları kullanmaktadır. Hidrolik iletkenliğin olasılık yoğunluk fonksiyonunun (probability density function) log normal olduğu ifadesini destekleyen çok kanıt bulunmaktadır. Warren ve Price (1961) ve Bennion ve Griffiths (1966) bunun petrol hazne kayalarında geçerli olduğunu bulmuştur. Willardson ve Hurst (1965) ve Davis (1969) taşlaşmamış akifer formasyonlarda bu sonucu destekleyen bulgular elde etmişlerdir. K için log normal dağılım $Y=\log K$'deki Y parametresinin normal dağılım göstermesi olarak

tanımlanır. Freeze (1975)'in yukarıdaki kaynaklara dayalı olarak sunduğu tabloda (ölçüm birimlerinden bağımsız olan) *Y*'nin standart sapmasının genellikle 0,5 ile 1,5 arasında olduğu gösterilmiştir. Bunun anlamı, heterojenlik açısından çoğu jeolojik formasyonlar kendi içlerinde logaritmik olarak 1-2 mertebesinde bir değişim göstermektedir. Bir jeolojik formasyon içindeki eğilimli heterojenlik, bir olasılık dağılımı içindeki *ortalama değer* eğilimi olarak düşünülebilir. Aynı standart sapma, formasyon içinde değişik konumlardaki ölçümlerde de gözlenebilir; ancak, eğilim mekanizmaları formasyon içinde gözlenen genel değerlerde bir artışa yol açabilir.



Şekil 2.7 Katmanlı heterojenlik ve eğilimli heterojenlik.

Greenkorn ve Kessler (1969) istatistiksel gözlemler ile uyumlu olan bir dizi heterojenlik tanımı yapmışlardır. Jeolojik formasyonlarda *K*'nin uzaysal mekanda değişim göstermesi halinde (klasik tanımlamaya göre) homojen formasyon gibi bir kavramın olamayacağını tartışmışlardır. Homojen formasyonu, hidrolik iletkenliğin olasılık yoğunluk fonksiyonunun tek tip (monomodal) olduğu formasyon olarak yeniden tanımlamışlardır. Yani, *K*'de değişimler olabilir; ancak, uzaysal alanda ortalama *K* şartları sağlanır. Heterojen formasyon, hidrolik iletkenliğin olasılık yoğunluk fonksiyonunun çok tip (multimodal) olduğu formasyon olarak tanımlanmıştır. Homojenliğin klasik tanımına uyan gözenekli bir ortamı (*d* çapındaki cam boncukların olduğu deneysel çalışmadaki gibi *K*'nin her yerde sabit olduğu ortamı) tanımlamak için üniform terimini kullanmışlardır. Bu altbölümün başında

verilen klasik tanımlamayı daha mantıklı olan bu kavramlara uyarlarsak, "ortalama" sıfatını eklemek suretiyle orijinal tanımlamamızı ortalama hidrolik iletkenlik olarak ifade edebiliriz.

İzotropi ve Anizotropi

Bir formasyon içindeki herhangi bir noktada hidrolik iletkenlik K ölçüm yönünden bağımsız ise, formasyon o noktada izotrop; bağımlı ise anizotroptur. Anizotrop bir formasyonda iki boyutlu düşey bir kesiti göz önüne alınız. θ açısı, formasyon içinde belirli bir noktada yapılan ölçümde K'nin ölçüm yönü ile yatay arasındaki açı ise, $K=K(\theta)$'dır. Uzaysal alanda K'nin maksimum veya minimum değerler aldığı θ açısına karşılık gelen yönler *asal anizotropi yönleri* olarak adlandırılır. Bunlar her zaman için birbirine diktir. Üç boyutta düzlemlerden birinin asal yönlerden birine dik olması durumunda diğer iki asal yön K'nin o düzlemde maksimum ve minimum değer aldığı yönlerdir.

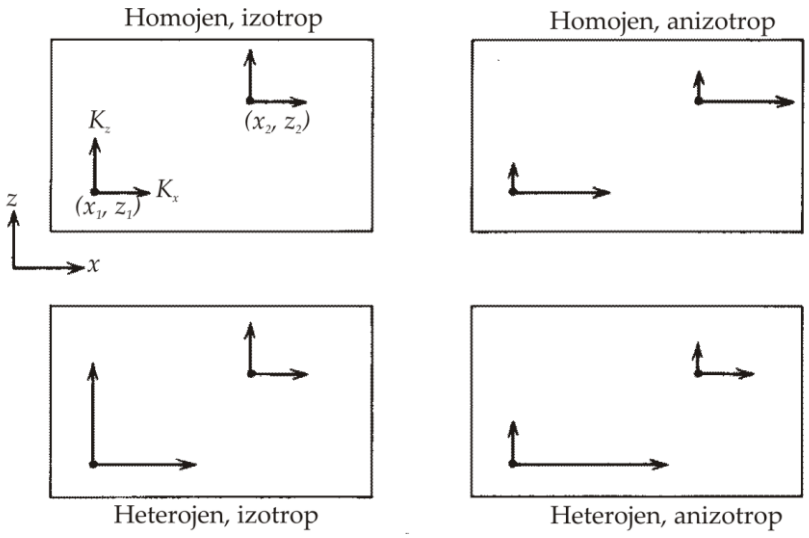
Koordinat eksenleri anizotropinin asal yönleri ile çakışacak şekilde bir xyz koordinat sistemi oluşturulursa, asal yönlerdeki hidrolik iletkenlik değerleri K_x, K_y ve K_z olarak tanımlanabilir. İzotrop formasyondaki herhangi bir noktada (x,y,z), $K_x=K_y=K_z$ iken, anizotrop formasyonda $K_x\neq K_y\neq K_z$'dir. Yatay tabakalı sedimenter birimlerde olduğu gibi $K_x=K_y\neq K_z$ olursa, formasyon için *enine izotrop* terimi kullanılır.

Bir jeolojik formasyondaki hidrolik iletkenliğin karakterini tam olarak tanımlayabilmek için, birisi heterojenlik ve diğeri de anizotropi ile ilgili iki sıfatın kullanılması gereklidir. Sözgelimi, homojen ve izotrop bir sistem için iki boyutta: tüm (x,z)'lerde $K_x(x,z) = K_z(x,z)=C$ olup, C sabittir. Homojen ve anizotrop bir sistemde tüm (x,z) için $K_x\ (x,z)=C_1$ ve $K_z\ (x,z)=C_2$ fakat $C_1\neq C_2$'dir. Şekil 2.8'de bu dört kombinasyon daha açık bir şekilde sunulmaya çalışılmıştır. Ok vektörlerinin uzunlukları (x_1,z_1) ve (x_2,z_2) noktalarında K_x ve K_z değerleri ile orantılıdır.

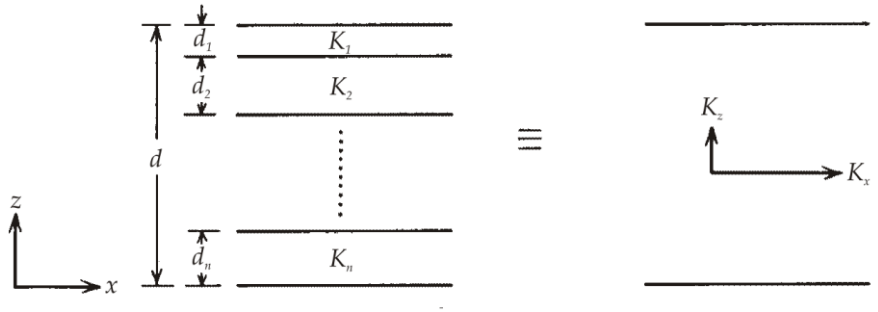
Küçük ölçekteki anizotropinin ana nedeni sedimenter kayalarda ve taşlaşmamış çökellerdeki kil minerallerinin yönelimidir. Kil ve şeylden alınmış karot örneklerinde yatay:düşey anizotropi çok ender durumlarda 10:1'den daha büyüktür ve genellikle de 3:1'den daha küçüktür.

Daha büyük ölçekte bakıldığında, katmanlı heterojenlik ile anizotropi arasında bir ilişki olduğu ortaya konabilir (Maasland, 1957; Marcus ve Evenson, 1961). Şekil 2.9'daki tabakalı durumu göz önüne alınız. Her tabaka homojen, izotrop ve hidrolik iletkenlik değerleri de K_1, K_2, . . . K_n'dir. Sistemin bütün olarak tek bir homojen, anizotrop tabaka gibi davrandığını göstereceğiz. Önce tabakalanmaya dik akışı dikkate alalım. Sisteme giren ve çıkan özgül debi v aynı ve tüm sistemde sabit olmalıdır. Δh_1 birinci tabakadaki yük kaybı; Δh_2 ikinci tabakadaki yük kaybı vb. olsun. O halde toplam yük kaybı, $\Delta h=\Delta h_1+\Delta h_2+\ldots+\Delta h_n$ ve Darcy yasasından

$$v=\frac{K_1\Delta h_1}{d_1}=\frac{K_2\Delta h_2}{d_2}=\ldots=\frac{K_n\Delta h_n}{d_n}=\frac{K_z\Delta h}{d} \qquad (2\text{-}30)$$



Şekil 2.8 Heterojenlik ve anizotropinin dört muhtemel kombinasyonu.



Şekil 2.9 Katmanlı heterojenlik ve anizotropi arasındaki ilişki.

olup, bağıntıdaki K_z tabakalar sistemi için eşdeğer düşey hidrolik iletkenliktir. (2-30) eşitliğinin dışındaki K_z'yi çözmek suretiyle ve Δh_1, Δh_2 . . .'yi kullanarak

$$K_z = \frac{vd}{\Delta h} = \frac{vd}{\Delta h_1 + \Delta h_2 + \ldots + \Delta h_n}$$

$$= \frac{vd}{vd_1 / K_1 + vd_2 / K_2 + \ldots + vd_n / K_n}$$

elde ederiz ve buradan,

$$K_z = \frac{d}{\sum_{i=1}^{n} d_i K_i} \tag{2-31}$$

sonucu bulunur.

Şimdi de tabakalanmaya paralel akışı dikkate alalım. Δh, yatay mesafe l boyunca yük kaybı olsun. Sistemin kalınlığı boyunca boşalım (Q) tabakalardaki boşalımların toplamına eşittir. Bu nedenle özgül debi $v=Q/d$,

$$v = \sum_{i=1}^{n} \frac{K_i d_i}{d} \frac{\Delta l}{l} = K_x \frac{\Delta h}{l}$$

şeklinde ifade edilir ve bağıntıdaki K_x eşdeğer yatay hidrolik iletkenliktir. Sadeleştirmelerden sonra,

$$K_x = \sum_{i=1}^{n} \frac{K_i d_i}{d} \tag{2-32}$$

bulunur.

(2-31) ve (2-32) eşitlikleri Şekil 2.9'daki homojen, izotrop jeolojik formasyonların tabakalı sistemine hidrolik olarak eşdeğer homojen fakat anizotrop tek bir sistem için K_x ve K_z değerlerini verir. Bu iki eşitlik üzerinde bazı cebirsel işlemler yapmak suretiyle K_1, K_2, ..., K_n değerlerinin olası tüm takımları için $K_x > K_z$ olduğunu göstermek mümkündür. $K_1=10^4$ ve $K_2=10^2$ olacak şekilde K_1, K_2, K_1, K_2, ... tekrarlı çiftlerinden oluşan bir takımı göz önüne aldığımızda $K_x/K_z=25$ olur. $K_1=10^4$ ve $K_2=1$ alındığında $K_x/K_z=2500$ olur. Arazide bölgesel anizotropi içindeki katmanlı heterojenliğin 100:1 veya daha yüksek oranda bulunması şaşılacak bir durum değildir.

Snow (1969) yarık genişliği ve çatlak aralığındaki değişimlerden dolayı çatlaklı kayaların anizotrop davranış sergilediğini göstermiştir. Böyle durumlarda $K_z > K_x$ olması yaygın bir durumdur.

Üç Boyutta Darcy Yasası

Anizotropi özelliği gösterebilen bir ortamda üç boyutlu akışta, daha önce takdim edilmiş olan tek boyuttaki Darcy yasasını [(2-3) eşitliğini] genelleştirmek gerekecektir. Bileşenleri v_x, v_y ve v_z olan üç boyuttaki hız v bir vektör olup, en basit genelleştirmesi,

$$\begin{aligned} v_x &= -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\ v_y &= -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\ v_z &= -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned} \tag{2-33}$$

şeklindedir. Denklemlerdeki K_x, K_y ve K_z sırayla x, y ve z yönlerindeki hidrolik iletkenlik değerleridir. h bu durumda x, y ve z'nin bir fonksiyonu olduğu için, türevler de kısmî olmalıdır.

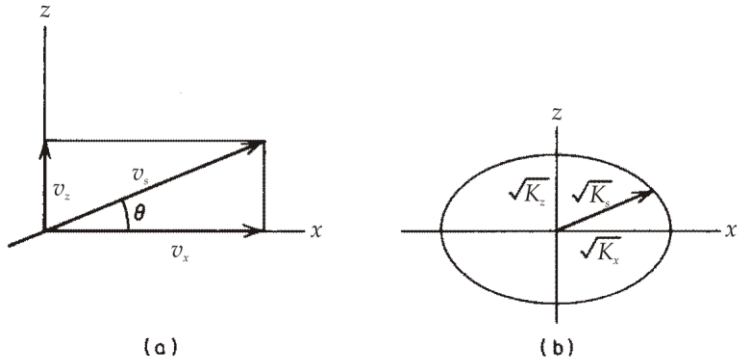
Kitabın başından sonuna bu basit genelleştirmenin üç boyutlu akışı yeteri şekilde temsil edeceğini varsayacağız; ancak, daha genelleştirilmiş bir denklemler setinin aşağıda olduğu gibi yazılabileceğini belirtmekte yarar vardır:

$$\begin{aligned} v_x &= -K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz}\frac{\partial h}{\partial z} \\ v_y &= -K_{yx}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz}\frac{\partial h}{\partial z} \\ v_z &= -K_{zx}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{zy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned} \qquad (2\text{-}34)$$

Bu denklem grubu çoğu genel durumlarda hidrolik iletkenliğin gerçekte dokuz bileşeni bulunduğunu belirtmektedir. Bu bileşenlerin bir matris formuna sokulması halinde *hidrolik iletkenlik tansörü* olarak bilinen ikinci derece simetrik tansör oluşacaktır (Bear, 1972). $K_{xy}=K_{xz}=K_{yx}=K_{yz}=K_{zx}=K_{zy}=0$ özel durumu için bileşen sayısı üçe düşer ve (2-33) eşitliği Darcy yasasının elverişli bir genelleştirmesi olur. (2-34) eşitliği yerine (2-33) eşitliğinin kullanılmasına izin veren gerekli ve yeterli şart, asal anizotropi yönlerinin x, y, z koordinat eksenleri ile çakışmasıdır. Çoğu durumlarda bu şartı sağlayan bir koordinat ekseni seçmek mümkün olsa da, asal anizotropi yönlerinin bir formasyondan diğerine değiştiği heterojen anizotrop sistemlerin bulunduğu ve böyle sistemlerde uygun eksenlerin seçiminin imkansız olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır.

Hidrolik İletkenlik Elipsoidi

Asal hidrolik iletkenlikleri K_x ve K_z olan homojen, anizotrop bir ortamda xz düzlemindeki rasgele bir akış çizgisini göz önüne alınız [Şekil 2.10(a)]. Akış çizgisi boyunca,



Şekil 2.10 (a) Akışın herhangi bir yönündeki özgül debi (v_s) ve (b) hidrolik iletkenlik elipsi.

$$v_s = -K_s \frac{\partial h}{\partial s} \tag{2-35}$$

olup, K_x–K_z aralığında bir yerde bulunmasına rağmen K_s bilinmemektedir. v_s'yi v_x ve v_z bileşenlerine ayırabiliriz:

$$\begin{aligned} v_x &= -K_x \frac{\partial h}{\partial x} = v_s \cos\theta \\ v_z &= -K_z \frac{\partial h}{\partial z} = v_s \sin\theta \end{aligned} \tag{2-36}$$

Şimdi, $h=h(x,z)$ olduğundan,

$$\frac{\partial h}{\partial s} = \frac{\partial h}{\partial x}\frac{\partial x}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial z}\frac{\partial z}{\partial s} \tag{2-37}$$

Geometrik olarak $\partial x/\partial s=\cos\theta$ ve $\partial z/\partial s=\sin\theta$'dır. Bu ilişkileri (2-35) ve (2-36) eşitlikleriyle beraber (2-37) eşitliğindeki yerlerine koyup gerekli sadeleştirmeleri yaparsak,

$$\frac{1}{K_s} = \frac{\cos^2\theta}{K_x} + \frac{\sin^2\theta}{K_z} \tag{2-38}$$

formunu elde ederiz. Bu son denklem, herhangi bir θ açısal yönündeki K_s bileşkesinin asal iletkenlik bileşenleri olan K_x ve K_z'yi ifade eder. (2-38) eşitliğini $x=\rho\cos\theta$ ve $z=\rho\sin\theta$ olacak şekilde kartezyen koordinat sistemine koyarsak,

$$\frac{r^2}{K_s} = \frac{x^2}{K_x} + \frac{z^2}{K_z} \tag{2-39}$$

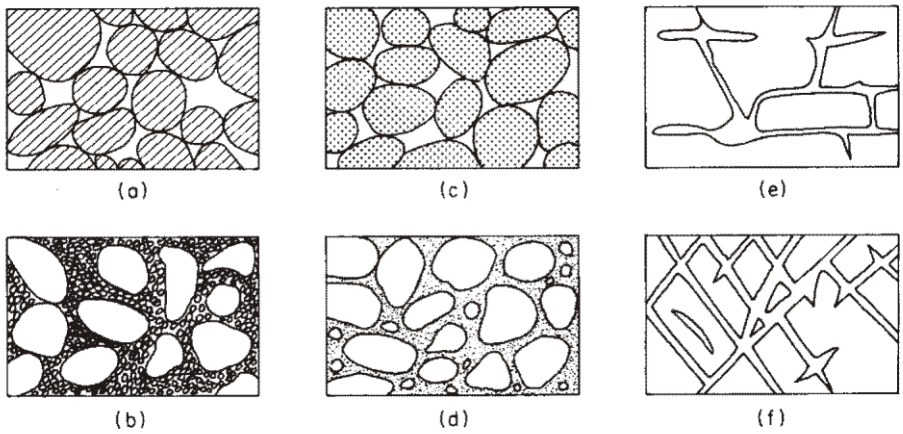
formunu elde ederiz. Bu ayrıca, ana eksenleri $\sqrt{K_x}$ ve $\sqrt{K_z}$ olan bir elipsin [Şekil 2.10(b)] denklemidir. Üç boyutta ana eksenleri $\sqrt{K_x}$, $\sqrt{K_y}$ ve $\sqrt{K_z}$ olan bu elipsoide hidrolik iletkenlik elipsoidi adı verilir. K_x ve K_z'nin bilinmesi halinde anizotrop ortamda akışın herhangi bir yönü için K_s Şekil 2.10'dan grafiksel olarak tanımlanabilir.

Altbölüm 5.1'de anizotrop ortamda akım ağlarının oluşturulması konusu ele alınacak ve izotrop ortamdakinin aksine anizotrop ortamda akış çizgilerinin eşpotansiyel çizgilere dik olmadığı gösterilecektir.

2.5 Gözeneklilik ve Boşluk Oranı

Kaya veya zeminin toplam birim hacmi V_T, katı kısmının hacmi V_s ve boşluklarının hacmi de V_v olarak iki kısma bölünecek olursa, *gözeneklilik* $n=V_v/V_T$ olarak tanımlanır. Genellikle ondalık kesir veya yüzde cinsinden ifade edilir.

Şekil 2.11'de değişik kaya ve zemin dokuları ile gözeneklilik arasındaki ilişki görülmektedir. Kaya ve zemin matriksinden ileri gelen *birincil gözeneklilik* [Şekil 2.11(a), (b), (c) ve (d)] ile ikincil çözünme [Şekil 2.11(e)] veya yapısal kontrollü bölgesel çatlaklanmadan [Şekil 2.11(f)] ileri gelen *ikincil gözeneklilik* arasındaki farkı ayırt etmek yararlı olacaktır.



Şekil 2.11 Doku ve gözeneklilik arasındaki ilişki. (a) İyi boylanmış, gözenekliliği yüksek çökel; (b) kötü boylanmış, gözenekliliği düşük çökel; (c) çakılların kendisinin gözenekli olduğu iyi boylanmış çökel; (d) gözeneklerinde mineral çökelimi ile gözenekliliği azalmış, iyi boylanmış çökel; (e) çözünme ile gözenekliliği artmış kaya; (f) çatlaklılık sonucunda gözenekliliği artan kaya (Meinzer, 1923)

Kısmen Davis (1969) tarafından özetlenen verilere dayalı olarak hazırlanan Tablo 2.4'de değişik jeolojik malzemeler için gözeneklilik değişim aralıkları verilmiştir. Kayaların gözenekliliği genelde zeminlerinkinden daha düşüktür. Köşeli ve yuvarlak

Tablo 2.4 Gözeneklilik değerlerinin değişim aralığı.

	n (%)
Tutturulmamış çökeller	
Çakıl	25 – 40
Kum	25 – 50
Silt	35 – 50
Kil	40 – 70
Kayalar	
Çatlaklı bazalt	5 – 50
Karstik kireçtaşı	5 – 50
Kumtaşı	5 – 30
Kireçtaşı dolomit	0 – 20
Şeyl	0 – 10
Çatlaklı kristalen kaya	0 – 10
Yoğun kristalen kaya	0 – 5

parçacıklardan oluşan çakıl, kum ve siltler levhamsı kil minerallerinden oluşan zeminlere göre daha düşük gözenekliliğe sahiptirler. Kötü boylanmış zeminlerin [Şekil 2.11(b)] gözenekliliği iyi boylanmış zeminlerinkinden [Şekil 2.11(a)] daha düşüktür.

Gözenekliliğin hidrolik iletkenlik üzerindeki etkisi büyüktür. İyi boylanmış kum veya çatlaklı kaya formasyonlarda yapılan örneklemeler sırasında, yüksek gözenekliliğin görüldüğü yerlerde hidrolik iletkenliğin de yüksek olduğu belirlenmiştir. Bu gözlemin tüm zemin veya kaya formasyonlar için geçerli olduğu söylenemez. Meselâ, kilce zengin zeminlerin gözenekliliği kumlu veya çakıllı zeminlere kıyasla daha büyük olmakla birlikte, hidrolik iletkenlikleri daha düşüktür. Altbölüm 8.7'de gözeneklilik ve tane boyu dağılımından hidrolik iletkenliğin hesaplanması konusu ele alınacaktır.

Gözeneklilik, zemin mekaniğinde sıkça kullanılan *boşluk oranı e* ile yakından ilgilidir. Boşluk oranı $e=V_v/V_s$ olarak tanımlanır ve gözeneklilik ile ilişkisi,

$$e = \frac{n}{1-n} \quad \text{veya} \quad n = \frac{e}{1+e} \tag{2-40}$$

şeklindedir. *e*'nin değerleri genellikle 0 ie 3 arasındadır.

Laboratuvarda zemin örneklerinden gözeneklilik ölçülmesi konusu Altbölüm 8.4'de ele alınacaktır.

2.6 Doygun Olmayan Akış ve Su Tablası

Bu noktaya kadar ele alınmış olan Darcy'nin hidrolik yük ve hidrolik iletkenlik kavramları *doygun* (yani, gözeneklerinin tümü suyla dolu) gözenekli ortam için geliştirilmiştir. Bazı zeminlerin (özellikle de yer yüzeyine yakın olanların) doygun olduğu durumlar çok enderdir. Bunların gözenekleri kısmen suyla dolu; kalanı ise havayla doludur. Böyle şartlarda gelişen su akışına *doygun olmayan* veya *kısmen doygun akış* adı verilir. Doygun olmayan akış şimdiye kadar genellikle toprak fizikçileri ve ziraat mühendislerinin ilgi alanı olmuştur. Son zamanlarda ise topak bilimcileri ve yeraltı suyu hidrologları doygun ve doygun olmayan yeraltı suyu akışı konusunda birleşik bir yaklaşım geliştirmişlerdir.

Bu altbölümde daha çok doygun olmayan kuşakta su hareketinin *akışkan-faz* taşınma hidroliğine vurgu yapacağız. *Buhar-fazı* taşınması veya *zemin suyu-bitki etkileşimleri* üzerinde durmayacağız. Toprak jeokimyasının yorumlanmasında çok önemli olan bu son konular daha çok ziraat bilimcilerini ilgilendirmektedir. Doygun olmayan zeminlerdeki su hareketinin fiziksel ve kimyasal açıdan irdelenmesi Baver vd. (1972)'nde giriş düzeyinde; Kirkham ve Powers (1972) ve Childs (1969)'da ileri düzeyde bulunabilir.

Nem İçeriği

Kaya veya zeminin toplam birim hacmi V_T, katı kısmının hacmi V_s, suyun hacmi V_w ve havanın hacmi V_a olarak üç bölüme ayrılacak olursa, hacimsel su içeriği $\theta = V_w / V_T$ olarak tanımlanır. Gözeneklilik gibi ondalık kesir veya yüzde şeklinde ifade edilir. Doygun akışta $\theta = n$; doygun olmayan akışta ise $\theta < n$'dir.

Su Tablası

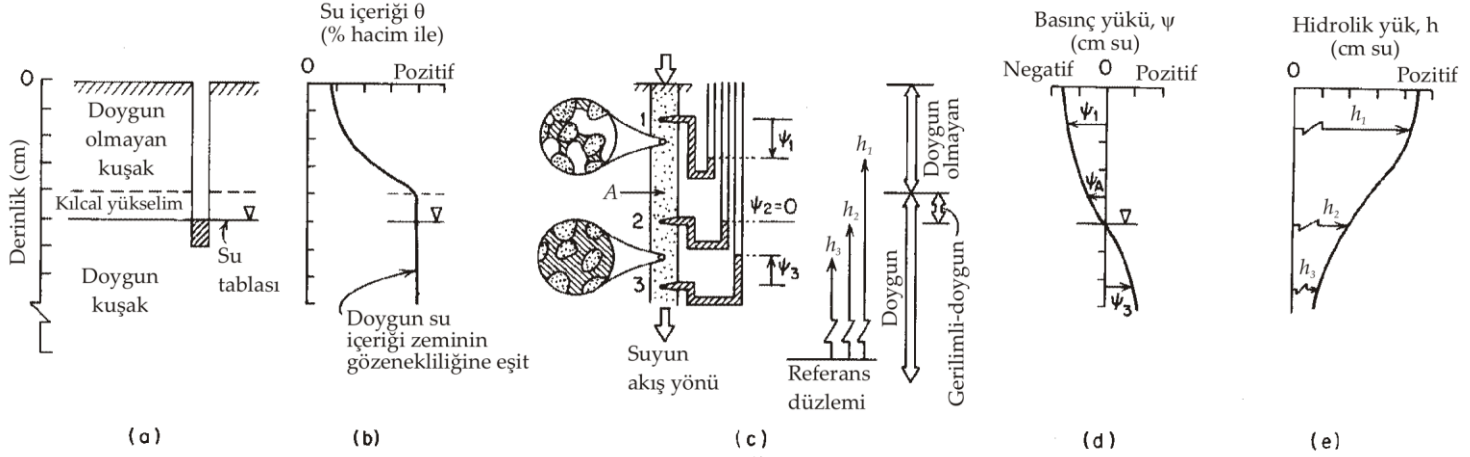
Doygun ve doygun olmayan şartlar açısından en sade hidrolojik düzen, yüzeydeki *doymamış zon* ve derindeki *doygun zondur* [Şekil 2.12(a)]. Su tablasının konumunu genellikle bu ikisi arasındaki sınır olarak kabul ederiz. Ancak, su tablası üzerinde ayrıca bir kılcal (kapiler) zon olduğunun da farkındayız. Böyle bir zonun varlığının bilincinde olarak, değişik doygun ve doygun olmayan kavramlar için bir dizi tanımlamalar yapmamız gerekecektir.

Su tablası bir gözenekli ortamın gözeneklerindeki akışkan basıncının (p) tam olarak atmosferik basınca eşit olduğu yüzey olarak tanımlanır. Bu yüzeyin konumunu tanımlamanın en iyi yolu, formasyon içinde doygun zona kadar inen ve tüm uzunluğu boyunca açık sığ derinlikli bir kuyu açarak kuyu içindeki seviyenin belirlenmesi şeklindedir. p komparatör basıncı olarak düşünülürse, su tablasında p=0'dır. Bunun anlamı, $\psi = 0$'dır ve $h = \psi + z$ olduğundan, su tablası üzerinde herhangi bir noktadaki hidrolik yük o noktanın kotu z'ye eşit olmalıdır. Şekillerde su tablasının konumunu Şekil 2.12(a)'da görüldüğü gibi genellikle tepesi aşağı bir üçgen simgesiyle ifade edeceğiz.

Negatif Basınç Yükleri ve Kapilarimetreler

Doygun zonda (piyezometre ölçümleriyle işaret edildiği gibi) $\psi > 0$ ve su tablasında $\psi = 0$ olduğunu görmüş olduk. Bunu takiben, doygun olmayan zonda $\psi < 0$'dır. Bu durum, doygun olmayan zondaki suyun gözeneklerde mevcut yüzeysel çekim kuvvetleri tarafından tutulduğu gerçeğini ifade eder. Bir mikroskopik incelemede [Şekil 2.12(c)'de büyütülmüş olarak görüldüğü gibi] gözenek kanallarında tane-tane dokanağında yukarı doğru içbükey bir menisküs oluştuğu görülecektir. Her menisküsteki yayın yarıçapı, mikroskopik su-hava ara yüzeyindeki yüzey gerilimini ifade eder. Basınç yükünü ψ ile ifade eden toprak fizikçileri suyun tutulması ile ilgili bu fiziksel mekanizmayı $\psi < 0$ için *çekme yükü* veya *emme yükü* olarak tanımlamaktadırlar. İster pozitif ister negatif olsun, ψ'yi bu kitapta tek kavram şeklinde ve *basınç yükü* olarak adlayacağız.

ψ'nin işareti ne olursa olsun hidrolik yük h yine ψ ve z'nin cebirsel toplamına eşittir. Ancak, su tablasının üzerinde ve $\psi < 0$ olduğu durumda piyezometrelerin h'yi kaydetmesi mümkün değildir. Hidrolik yük bunun yerine, kapilerimetreler tarafından kaydedilen ψ'den dolaylı olarak elde edilmelidir. Bu ölçüm aletlerinin tasarımı ve kullanımı ile ilgili ayrıntılı tanımlamalar Kirkham (1954) ve S. J. Richards (1965)'da



Şekil 2.12 Yer yüzeyine yakın yeraltı suyu şartları. (a) Doygun ve doygun olmayan kuşaklar; (b) nem içeriği – derinlik profili; (c) basınç yükü ve hidrolik yük ilişkileri; büyütülmüş şekiller: atmosferik basınçtan daha düşük basınçta suyun tutulması (üst) ve daha büyük basnçta suyun tutulması (alt); (d) basınç yükü – derinlik profili; (e) hidrolik yük – derinlik profili.

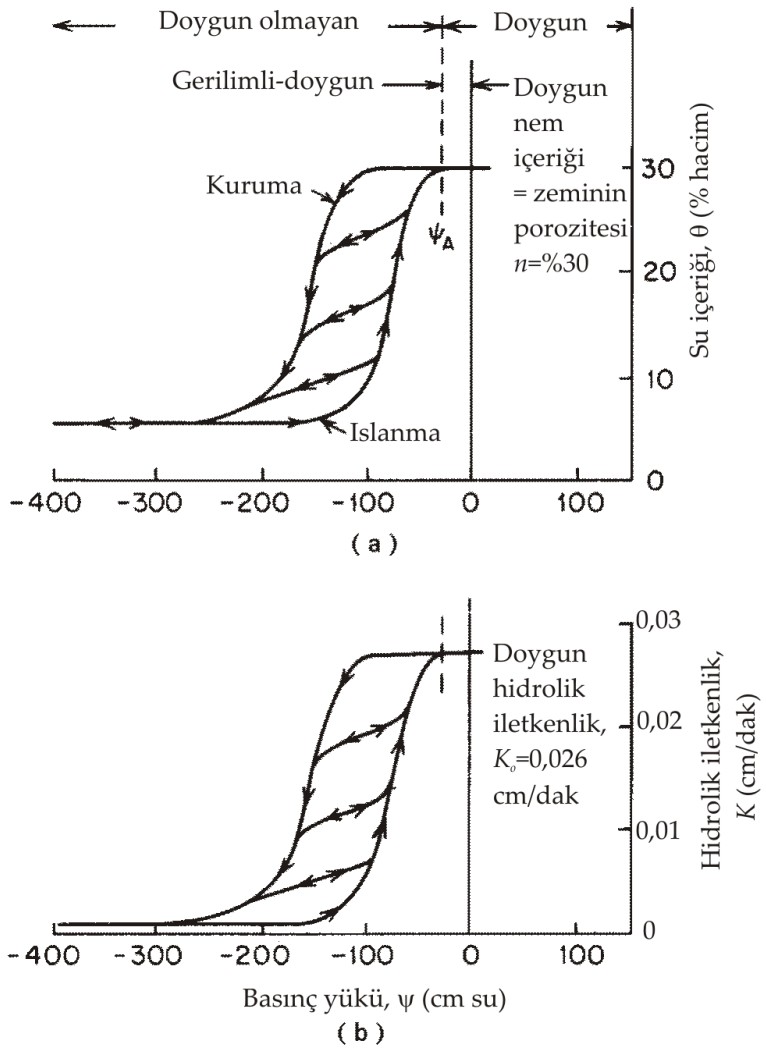
verilmiştir. Bir kapilarimetre çok basit olarak hava ile irtibatı kesik su dolu bir tüpe iliştirilmiş gözenekli taştan ibarettir. Gözenekli taşın zemin içinde arzu edilen derinliğe yerleştirilmesiyle zemin suyu ile gözenekli taş arasında bir hidrolik denge oluşur. Bu esnada hava ile teması kesik su dolu tüpün tepesinde bir vakum oluşur. Bu vakum zemindeki basınç yükü olup, zemin yüzeyinde tüpe iliştirilmiş bir vakum komparatörü ile ölçülmekle birlikte, Şekil 2.12(c)'deki zemin profilinde 1 No'lu noktada ters çevrilmiş manometre gibi düşünülebilir. Hidrolik yükü (h) elde etmek için, kapilarimetre üzerinde vakum komparatöründeki negatif ψ değeri ölçüm yapılan noktanın kotuna cebirsel olarak eklenmelidir. Şekil 2.12(c)'de 1 No'lu noktadaki alet bir kapilarimetre; 3 No'lu noktadaki ise piyezometredir. Diyagram elbette ki sadece şematiktir. Pratik uygulamalarda kapilarimetreler tabanında bir gözenekli taş olan komparatörlü bir tüp; piyezometre ise tabanında bir nokta kuyu olan açık bir tüptür.

Doygun Olmayan Hidrolik Parametrelerin Karakteristik Eğrileri

Doygun olmayan zondaki akışın analizinde başka karmaşıklıklar da vardır. Su içeriği (θ) ve hidrolik iletkenliğin (K) ikisi de basınç yükünün (ψ) bir fonksiyonudur. Bunlardan birincisi doğal bir sonuçtur. Zemin taneleri arasında yüzeysel çekim kuvvetleri ile tutulan ve her menisküsteki eğrinin yarıçapı ile ifade edilir. Yüksek su içeriği değerleri daha büyük yarıçaplı eğriler, düşük yüzey çekme kuvvetleri ve düşük çekme yükleri (yani, daha düşük basınç yükleri) oluşturur. Ayrıca, yapılan deneysel çalışmalar $\theta-\psi$ ilişkisinin histerez olduğunu; zeminlerin ıslanma ve kurumaları sırasında farklı şekiller gösterdiğini ortaya koymuştur. Şekil 2.13a'da doğal bir kum çökeli için θ ile ψ arasındaki histerez fonksiyon görülmektedir (Liakopoulos, 1965a'dan). Bu zemin örneğinin önce sıfırdan büyük bir basınç yükü altında doyurulup sonra da basıncın kademeli olarak azaltılarak atmosferik basıncın çok altına düşürülmesi (ψ'nin sıfırdan çok küçük olması) durumunda her kademedeki su içeriği *kuruma eğrisini* (veya *drenaj eğrisini*) takip eder. Daha sonra kuru zemine suyun azar azar eklenmesiyle basınç yükleri *ıslanma eğrisi* (veya *emme eğrisi*) yönüne çevrilirler. Aradaki eğrilere *tarama eğrileri* denir. Zeminin önce kısmen ıslatılıp sonra kurutulması (veya tersi) durumunda θ ile ψ'nin takip edeceği izi ifade ederler.

Buraya kadar yapılan açıklamalardan da anlaşılacağı gibi, $\psi > 0$ olan tüm durumlarda su içeriği (θ) gözenekliliğe (n) eşit olmalıdır. Bu durum iri taneli zeminlerde geçerlidir; ancak, ince taneli zeminlerde $\psi > \psi_a$'dan biraz daha geniş bir aralıkta geçerlidir. Buradaki ψ_a, *hava girişi basınç yükü* olarak bilinen küçük bir negatif basınç yüküdür [Şekil 2.13(a)]. Buna karşılık gelen basınç (p_a) ise, *hava girişi basıncı* veya *kabarcıklanma basıncıdır*.

Şekil 2.13(b)'de aynı zemine ait hidrolik iletkenlik K ile basınç yükü ψ ilişkisinin histerez eğrileri verilmiştir. $\psi > \psi_a$ için $K=K_o$'dır. Buradaki K_o *doygun hidrolik iletkenliktir*. $K=K(\psi)$ ve $\theta=\theta(\psi)$ olduğundan, $K=K(\theta)$ da geçerlidir. Şekil 2.13(b)'deki eğriler, doygun olmayan zemindeki hidrolik iletkenliğin su içeriği ile birlikte arttığını ifade etmektedir. İzotrop bir zeminde x yönündeki doygun olmayan akışın Darcy yasası,



Şekil 2.13 Doğal yolla oluşan kumlu bir zeminde hidrolik iletkenlik ile nem içeriğini basınç yükü ile ilişkilendiren karakteristik eğriler (Liakopoulos, 1965a'dan).

$$v_x = -K(\psi)\frac{\partial h}{\partial x} \tag{2-41}$$

şeklinde yazılırsa, $K(\psi)$ ilişkisinden, sabit hidrolik eğim altında özgül debi v'nin su içeriği ile birlikte arttığı sonucu ortaya çıkar.

Gerçekte su içeriği artarken hidrolik eğimin sabit kalması mümkün değildir. $h=\psi+z$ ve $\theta=\theta(\psi)$ olduğundan, hidrolik yük su içeriğinden de etkilenmektedir. Başka bir deyişle, hidrolik yük eğimi (net gravite akışı hariç) basınç yükü eğimi anlamına

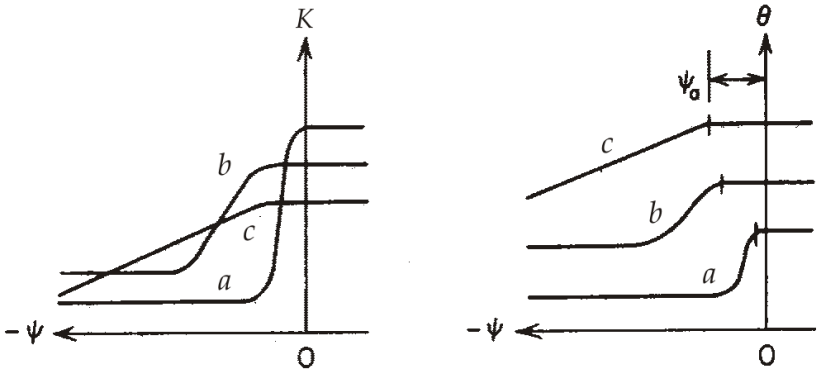
gelir ve bu da su içeriği eğimini ifade eder. Şekil 2.12'de, zemin aşağı doğru kuramsal süzülmede (hipotetik bir infilitrasyon durumunda) bu üç değişkenin düşey profilleri şematik olarak verilmiştir. Şekil 2.12(e)'de gösterilen hidrolik yükler aşağı doğru azaldığı için akış da aşağı doğru olmalıdır. h'nin büyük pozitif değerleri $|z|$'nin $|\psi|$'den çok büyük olduğu anlamına gelir. Başka bir deyişle, z=0 referans seviyesi derinlerde bir yerde bulunmaktadır. Gerçek durumda (arazideki zeminde) bu üç profil, $\theta(\psi)$ ve $K(\psi)$ eğrileri vasıtasıyla nicel olarak ilişkilidir. Sözgelimi, zeminin $\theta(\psi)$ eğrisinin bilinmesi ve arazide $\theta(z)$ profilinin ölçülmesi halinde $\psi(z)$ profili ve böylelikle de $h(z)$ profili hesaplanabilir.

Şekil 2.13'de gösterilen $\theta(\psi)$ ve $K(\psi)$ eğri çifti tüm zeminler için karakteristiktir. Aynı homojen zemin üzerinde fakat, ayrı ayrı yapılan ölçüm işlemleri, sadece alansal olarak ayrılmış örnekleme noktalarının istatistiksel değişimini gösterir. Bu eğriler çoğu zaman *karakteristik eğriler* olarak adlandırılır. Doygun zeminde K_o ve n olmak üzere iki temel parametre söz konusudur. Doygun olmayan zonda bunlar $K(\psi)$ ve $\theta(\psi)$ temel ilişkileri şekline dönüşür. Daha özet bir şekilde:

$$\begin{aligned} \theta &= \theta(\psi) \qquad \psi < \psi_a \\ \theta &= n \qquad\quad \psi \geq \psi_a \end{aligned} \tag{2-42}$$

$$\begin{aligned} K &= K(\psi) \qquad \psi < \psi_a \\ K &= K_o \qquad\quad \psi \geq \psi_a \end{aligned} \tag{2-43}$$

Şekil 2.14'de, zemin dokusunun eğrilerin şekli üzerindeki etkisini göstermek için tasarlanmış bazı hipotetik tek-değerli karakteristik eğriler (yani histerezi olmayan eğriler) görülmektedir. Doygun olmayan zeminlerde su tutulmasının daha kapsamlı bir fiziksel tanımlaması için okuyucuya White vd. (1971) tavsiye edilir.



Şekil 2.14 Üç kuramsal zemin için tek değerli karakteristik eğriler. (a) Üniform kum; (b) siltli kum; (c) siltli kil.

Doygun, Doygun Olmayan ve Gerilimli Doygun Kuşaklar

Doygun ve doygun olmayan kuşakların buraya kadar henüz değinilmemiş özelliklerini özet olarak vermekte yarar vardır. *Doygun* kuşak için şunları söyleyebiliriz:

1. Su tablası altında oluşur.
2. Zemin gözenekleri suyla dolu ve su içeriği de (θ) gözenekliliğe (n) eşittir.
3. Akışkan basıncı (p) atmosferik basınçtan büyüktür. O halde, basınç yükü (komparatör basıncı olarak ölçülen ψ) sıfırdan büyüktür.
4. Hidrolik yük (h) piyezometre ile ölçülmelidir.
5. Hidrolik iletkenlik (K) bir sabittir; basınç yükü ψ'nin bir fonksiyonu değildir.

Doygun olmayan kuşak (veya bazen *havalanma zonu* olarak adlandırılan kuşak) için ise şunlar söylenebilir:

1. Su tablasından yukarıda ve kılcal zonun üzerinde bulunur.
2. Gözenekler kısmen suyla doludur ve su içeriği (θ) gözeneklilikten (n) küçüktür.
3. Akışkan basıncı (p) atmosferik basıncından küçüktür; basınç yükü (ψ) sıfırdan küçüktür.
4. Hidrolik yük (h) tensiyometre ile ölçülmelidir.
5. Hidrolik iletkenlik (K) ve su içeriğinin (θ) ikisi de basınç yükünün (ψ) bir fonksiyonudur.

Özetle, doygun akışta $\psi > 0$, $\theta = n$ ve $K=K_o$; doygun olmayan akışta $\psi < 0$, $\theta = \theta(\psi)$ ve $K=K(\psi)$'dir.

Kılcal saçak yukarıdaki gruplardan hiçbirine girmemektedir. Gözenekler doygun olsa da, basınç yükleri atmosfer basıncından küçüktür. Bu konuda daha çok kabul görmeye başlayan bir adlama *gerilimli doygun kuşaktır* (tension-saturated zone). Bu kavram ile ilgili ve biraz da alışılmışın dışında türden özellikler Şekil 2.13'de verilmiştir. Kılcal saçağın oluşmasını sağlayan, karakteristik eğriler üzerindeki hava girişi basınç yükü $\psi_a < 0$ olmasıdır. Şekil 2.12(d)'de A noktası için ψ_A simgesiyle verilen ψ_a'nın değeri, gerilimli doygun kuşağın en üst seviyesindeki ψ değeridir. Kil zeminlerde ψ_a kum zeminlerdekine göre daha büyük negatif değerlerde olduğundan, ince taneli zeminlerdeki gerilimli doygun zeminler iri taneli zeminlerdekinden daha kalındır.

Gerilimli doygun kuşağı bazı yazarlar doygun zonun bir parçası olarak düşünmektedir. Fakat, böyle durumlarda su tablası artık bu iki kuşak arasındaki sınırı oluşturmaz. Fiziksel bakış açısından üç kuşağın (yani doygun, gerilimli doygun ve doygun olmayan kuşağın) tümünü birden bir hidrolik sistem içinde ele almak belki de en iyi yoldur.

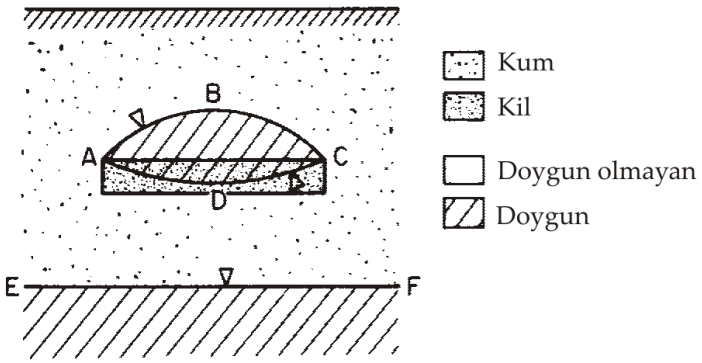
Bir önceki tartışmadan sonra bu kısımda özel bir ifadeye dikkat çekilecektir. Atmosferik akışkan basınçlarından düşük akışkan basınçlarında, gerilimli doygun kuşaktan veya doygun olmayan kuşaktan dışa doğru doğal bir akış söz konusu değildir. Suyun doygun olmayan kuşaktan atmosfere dönüşü buharlaşma ve terleme

yoluyla olmaktadır. Doğal olan dışa akışlar ise; kaynaklar, nehir kenarları veya su kuyularında kuyu içine doğru akış örneğinde olduğu gibi doygun kuşaktan gelmek durumundadır. Doygun sızma yüzeyi kavramı Altbölüm 5.5'de ve bunun yamaç yüzeyi ile ilişkisi Altbölüm 6.5'de ele alınacaktır.

Asılı ve Ters Dönmüş Su Tablaları

Doğada en yaygın olarak bulunan hidrolojik sistem, doygun yeraltı suyu kuşağının üzerinde doygun olmayan kuşağın bulunduğu basit sistemdir. Homojen jeolojik çökeller genellikle belirli bir derinliğe kadar devam ederler. Karmaşık jeolojik sistemler ise daha karışık doygun-doygun olmayan şartlara neden olabilirler. Sözgelimi, yüksek geçirgenlikli bir kum formasyonu içinde düşük geçirgenlikli bir formasyonun olması durumunda, altında ve üstünde doygun olmayan kuşakların bulunduğu; sürekli olmayan ve mercek şeklinde bir doygun kuşak gelişebilir. Şekil 2.15'de *ABCDA* çizgisini $\psi = 0$ izobarı kabul edersek, bunun *ABC* parçası *asılı su tablasını*; *ADC* de *ters dönmüş su tablasını* ifade eder. Buradaki gerçek su tablası *EF*'dir.

Doygun şartlar zamanda ve mekanda süreksiz olabilir. Aşırı yağışlar zemin yüzeyinde geçici bir doygun kuşak oluşmasına yol açabilir. Bunun alt sınırı ters dönmüş bir su tablasıdır ve onun altında da doygun olmayan kuşak bulunur. Aşağı doğru süzülme ve zemin yüzeyindeki buharlaşma etkisiyle böyle doygun kuşaklar zamanla kaybolur. 6. Bölümde doygun-doygun olmayan sistemlerde yağış ile süzülme arasındaki ilişkiyi ayrıntılı olarak ele alacağız.



Şekil 2.15 Asılı su tablası ABC, ters dönmüş su tablası ADC ve gerçek su tablası EF.

Çok Fazlı Akış

Bu altbölümde anlatılan doygun olmayan akış yaklaşımı çoğu toprak fizikçileri tarafından kabul edilmiş evrensel bir yaklaşım olsa da sonuçta yaklaşık bir yöntemdir. Doygun olmayan akış aslında gözenekli ortamda *çok fazlı akışın* özel bir şeklidir. Bunda, gözeneklerde birlikte bulunan su ve hava şeklinde iki faz vardır. Su içeriği daha önce θ olarak tanımlanmıştı. Hacimsel su içeriği θ_w ile; hacimsel hava içeriği de θ_a ile temsil

edilmiş olsun. Buradaki θ_a'nın tanımlanma şekli de aynen su içeriğinde olduğu gibidir. Bu durumda su fazı için p_w ve hava fazı için p_a olmak üzere iki akışkan basıncı ile ψ_w ve ψ_a şeklinde iki basınç yükü söz konusudur. Bu durumda, her zeminde biri su için θ_w (ψ_w) ve biri de hava için θ_a (ψ_a) olmak üzere akışkan içeriği – basınç yükü ilişkisi şeklinde iki karakteristik eğri mevcuttur.

İletkenlik söz konusu olduğunda hidrolik iletkenlik (K) yerine geçirgenlik (k) tercih edilir. Bunun nedeni, k'nin akışkandan bağımsız; K'nin ise sıvı özelliklerine bağımlı oluşudur. k_w ve k_a parametreleri ortamın su ve havayla ilgili *efektif* geçirgenlikleridir. Her zeminin biri su için $k_w(\psi_w)$ ve biri hava için $k_a(\psi_a)$ olmak üzere efektif geçirgenlik – basınç yükü şeklinde iki karakteristik eğrisi vardır.

Tek fazlı yaklaşımın doygun olmayan akışa uygulanması durumundaki analiz teknikleri çoğu uygulamalarda tatmin edici doğruluktadır; ancak, bazı doygun olmayan akış durumları su ve havanın çok fazlı akış şartlarını dikkate almayı gerektirmektedir. Bu akışın en yaygın örnekleri, ıslanarak ilerleyen zemin cephesinin önünde hapsolan havada oluşan basıncın bu cephenin ilerleme hızını etkilediği durumlardır. Wilson ve Lutin (1963) bu etkiyi deneysel olarak gözlemiştir. Youngs ve Peck (1964)'te bunun teorik tartışması sunulmuş; McWhorter (1971) ise tam bir analizini vermiştir. Altbölüm 6.8'de görüleceği gibi, hava kapanlanması ayrıca su tablasındaki dalgalanmaları da etkilemektedir. Bianchi ve Haskell (1966) hava kapanlanması problemlerini arazi yönüyle tartışırken, Green vd. (1970) yeraltı suyu akış sistemine çok fazlı yaklaşımın arazi uygulamasını tanımlamışlardır.

Gözenekli ortamda çok fazlı akışa dair özgün araştırmaların çoğu petrol endüstrisinde yapılmıştır. Petrol rezervuar mühendisliğinde petrol, gaz ve suyun üç fazlı akışının analizi yapılır. Pirson (1958) ve Amyx vd. (1960) bu sahadaki standart kaynaklardır. Stallman (1964) yeraltı suyu ile de ilişkili olan petroldeki çok fazlı çalışmaları yorumlamıştır.

Doygun olmayan akışın iki fazlı analizi *karışmayan yerdeğiştirmeye* bir örnektir; yani, akışkanlar karışmadan birbiri ile yerdeğiştirebilir ve her gözenekte farklı bir akışkan-akışkan etkileşimi vardır. Birbiri içinde çözünebilen iki akışkanın eşzamanlı akışına *karışan yerdeğiştirme* denir ve böyle durumlarda farklı akışkan-akışkan etkileşimleri oluşmaz. Bear (1972) gözenekli ortamdaki karışan ve karışmayan yerdeğiştirmenin teorik analizini kapsamlı bir şekilde incelemiştir. Bu kitaptaki karışmayan örnekler sadece bu altbölümde incelenmiştir. Doygun olmayan akış kitabın geri kalan kısmında tek faz problemi olarak dikkate alınacaktır. Bu işlemler sırasında ise, bu bölümün ilk kısmında takdim edilen kavram ve yaklaşımlar kullanılacaktır. Yeraltı suyu hidrolojisinde karışan yerdeğiştirmenin en çok meydana geldiği yerler (deniz suyu ile tatlı su; veya saf su ile kirlenmiş su gibi) farklı kimyasal özellikteki iki suyun karıştığı yerlerdir. Karışan yerdeğiştirmeye eşlik eden taşınma süreçleri ve yeraltı suyu kirliliği analiz teknikleri 9. Bölümde ele alınacaktır.

2.7 Akiferler ve Akitardlar

Hidroloji sözlüğünde *akifer* sözcüğünden daha geniş anlam taşıyan bir başka sözcük belki de yoktur. Farklı kişiler için farklı anlamlara gelebilen bu terim bazen aynı kişiye farklı zamanlarda farklı şeyler ifade edebilmektedir. Bu terim, münferit bir jeolojik formasyonu; bir grup jeolojik formasyonu; bazen de jeolojik formasyon gruplarını işaret edebilmektedir. Terimin kullanılışı mutlaka ölçeğe ve hangi amaçla kullanıldığına bakılarak değerlendirilmelidir.

Akiferler, Akitardlar ve Akiklüdler

Akifer için en iyi tanım; olağan hidrolik eğim altında, önemli miktarda su ileten, doygun jeolojik birim şeklinde yapılır. Akiklüd ise, doygun fakat olağan hidrolik eğim altında önemli miktarda su iletmeyen jeolojik birime verilen isimdir.

Su sondajcılığı sektöründe bunlara karşılık olarak kullanılan alternatif terimler vardır. Kuyulara ekonomik miktarda su verebilecek kadar geçirgen birimlere akifer; bunu sağlamayan birimlere de akiklüd denilmektedir.

Stratigrafik istif içerisindeki daha düşük geçirgenliğe sahip seviyeleri tanımlamak için son zamanlarda *akitard* terimi kullanılmaya başlanmıştır. Bu seviyelerdeki geçirgenlik bölgesel yeraltı suyu akışı için yeterli olmakla birlikte, üretim kuyusu açacak kadar bol miktarda su vermezler. Jeolojik formasyonların çoğu akifer veya akitard tanımına uyar. Çok az bir kısmı akiklüd sınıfına dahil edilir. Sonuç olarak, bu üç terimden daha çok ilk ikisinin kullanılması tercih edilmektedir.

Akifer kategorisine giren jeolojik formasyonların hidrolik iletkenlik değerleri daha önce tarif edilen aralığın (Tablo 2.2) üst yarısında yer alır. Bu aralığa düşen birimler ise kumlu ve çakıllı zeminler, kumtaşı ve kireçtaşı gibi geçirgen sedimenter kayalar ve aşırı çatlaklı volkanik ve kristalen kayalardır. En yaygın akitardlar ise killer, şeyller ve yoğun kristalen kayalardır. Belli başlı akifer ve akitard çeşitleri 4. Bölümde yeraltı suyu oluşumunu kontrol eden faktörler açısından daha ayrıntılı şekilde irdelenecektir.

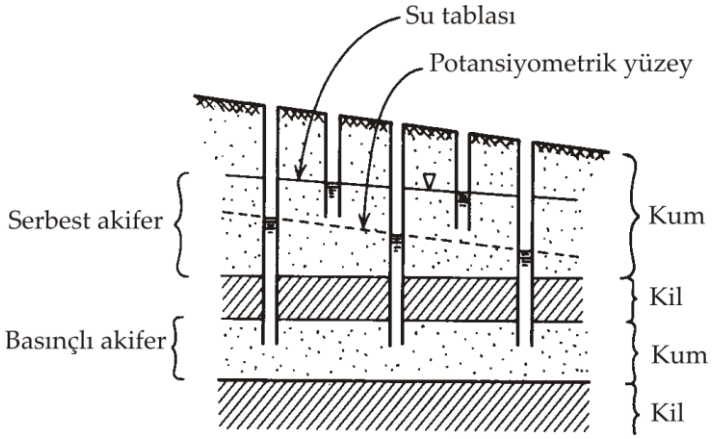
Akifer ve akitardın hidrolik iletkenlik açısından tanımlanmaları biraz da kasıtlı olarak belirsiz bırakılmıştır. Böyle yapmakla bu terimlerin göreceli olarak kullanılması mümkün olabilecektir. Meselâ, silt ve kum ardalanmasından oluşan bir istifte silt seviyeleri akitard olarak değerlendirilirken silt-kil ardalanmasındaki silt seviyeleri akifer olarak dikkate alınmaktadır.

Akiferler çoğu zaman stratigrafik isimleri ile anılmaktadır. Sözgelimi Dakota Kumtaşı bu jeolojik adını çoğunlukla Meinzer (1923)'ın bu formasyon üzerinde yaptığı akifer özellikleri ile ilgili çalışmalardan almıştır. Kuzey Amerika'da iyi bilinen diğer iki akifer de Illinois'deki St. Peter Kumtaşı ve Florida'daki Ocala Kireçtaşı'dır. A.B.D.'ndeki belli başlı akifer sistemlerinin bir özeti McGuinness (1963) ve Maxey (1964)'de bulunabilir. Bu araştırmacıların çalışmaları daha çok Meinzer (1923), Tolman (1937) ve Thomas (1951)'ın daha önce yapmış olduğu derlemelere dayanmaktadır. Brown (1967)'da Kanada'nın başlıca akifer sistemlerine dair bilgiler verilmiştir.

Akiferler teorik olarak, sabit kalınlıkta ve basit geometriden oluşan, homojen ve izotrop formasyonlar şeklinde tanımlanır. Gerçek dünyada durum biraz daha farklıdır. Hidrojeologların karşılaştığı durumlar çoğu zaman burada ideal tanımlaması yapılan akiferden ziyade heterojen ve anizotrop; bir o kadar da karmaşık akifer-akitard sistemleridir. Jeolojik süreçlerin bu ortamları yorumlamada ve analitik işlemleri yapmada şartları ne kadar güçleştirdiğine sıkça rastlanılacaktır.

Basınçlı ve Serbest Akiferler

Alttan ve üstten iki akitard ile sınırlanmış akiferlere *basınçlı akifer* denir. Üst sınırı su tablasından oluşan akifere ise *serbest akifer* veya *su tablası akiferi* denir. Basınçlı akiferler genellikle derinlerde; serbest akiferler ise sığ derinliklerde bulunur (Şekil 2.16). Asılı su tablası ile sınırlanan bir doygun kuşak da bir çeşit serbest akiferdir. Böyle mercekler bazen *asılı akifer* olarak adlandırılmaktadır.



Şekil 2.16 Serbest akifer ve su tablası; basınçlı akifer ve potansiyometrik yüzey.

Basınçlı akiferde açılan bir kuyudaki suyun seviyesi genellikle akiferin tavanından daha yüksek bir seviyeye yükselir. Böyle durumlarda kuyuya *artezyen kuyu* denir ve *artezyen şartlar* altında olduğu ifade edilir. Bazı durumlarda su seviyesi zemin yüzeyinin üzerine de çıkabilmektedir. Böyle durumlardaki kuyuya *fışkıran artezyen kuyusu* denir ve *fışkıran artezyen şartlar* altında olduğu ifade edilir. Altbölüm 6.1'de akan artezyen oluşturan jeolojik ve topoğrafik şartları irdeleyeceğiz. Serbest akiferde açılmış bir kuyudaki su seviyesi su tablası ile aynı seviyededir.

Basınç Yüzeyi

Su gereksinimlerini karşılamak amacıyla açılmış kuyularla kat edilmiş basınçlı akiferler için geliştirilmiş bir kavram, çok doğru bir terim olmasa da kullanımı giderek yaygınlaşmakta; kökleşmektedir. Basınçlı akiferi delen kuyulardaki su seviyelerinin bir harita üzerine aktarılıp konturlanmasıyla elde edilen yüzeye (ve aslında akiferin hidrolik yük haritası olan yüzeye) *basınç yüzeyi* denir. Bir akifere ait basınç haritası o akiferdeki yeraltı suyunun akış yönleri hakkında bilgi verir.

Basınç yüzeyi kavramı sadece yatay akiferlerdeki yatay akış için geçerlidir. Yatay akış şartı sadece akifer hidrolik iletkenliğinin sınırlayıcı katmanlardakinden çok büyük olduğu durumlarda sağlanır. Bazı hidrojeoloji raporlarındaki basınç yüzeyi haritaları penetrasyon derinliği yaklaşık olarak aynı bir dizi kuyudan alınan su seviyesi verilerine dayanmakta ancak, iyi tanımlanmış özel bir basınçlı akiferle ilgisi bulunmamaktadır. Eğer akışın bir düşey bileşeni varsa (ki çoğu durumda vardır), bu tür basınç yüzeyine dayalı hesaplama ve yorumlar tamamen yanıltıcı olabilir.

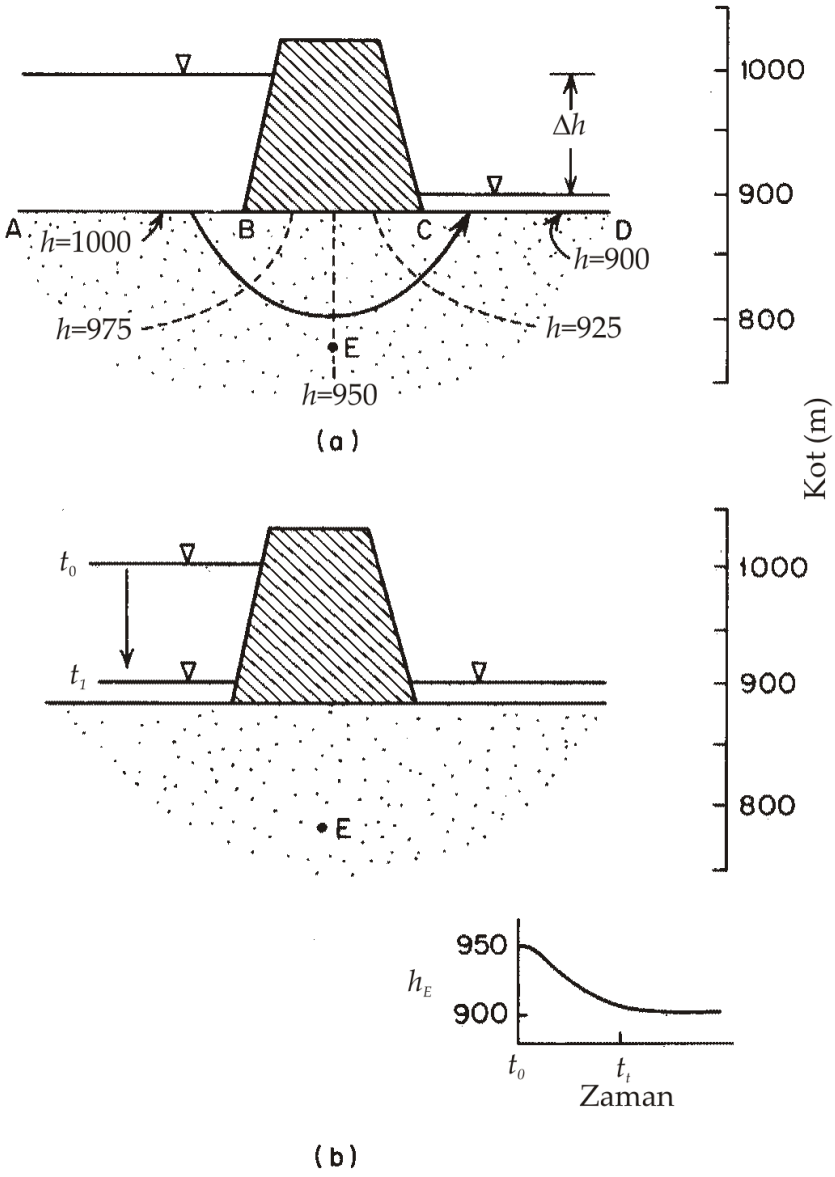
Basınç yüzeyinin ayrıca basınçlı ve serbest akiferlerin her ikisinin de bulunduğu yerlerdeki su tablası ile karıştırılma ihtimali de vardır. Şekil 2.16 da bu ikisi arasındaki fark şematik olarak verilmiştir. 6. Bölümdeki akım ağlarında göreceğimiz gibi, bu ikisi genelde pek çatışmamaktadır.

2.8 Dengeli ve Dengesiz Akış

Dengeli akış, arazide herhangi bir noktadaki akış hızının büyüklük ve yönünün zamanla değişmediği durumdaki akışa verilen isimdir. *Dengesiz akışta* ise belirli bir noktadaki akış hızı büyüklüğü ve yönünün zamana göre değişimi söz konusudur.

Şekil 2.17(a)'da bir beton baraj altında, geçirgen bir alüviyal birimdeki dengeli yeraltı suyu akış paterni görülmektedir (kesikli çizgiler eşpotansiyel; devamlı çizgiler ise akış çizgileridir). *AB* çizgisi boyunca hidrolik yük h_{AB}=1000 m'dir. *AB* üzerindeki rezervuar göl yüzeyinin topoğrafik kotuna eşittir. Benzer şekilde h_{CD}=900 m'dir (kuyruk suyu yüzeyinin topoğrafik kotu). Sistemdeki hidrolik yük düşüşü 100 m'dir. *AB* üzerindeki rezervuar gölü seviyesi ve *CD* üzerindeki kuyruk suyu seviyesi zamanla değişmiyorsa, barajın altındaki akış da zamana bağlı olarak değişmeyecektir. Sözgelimi, *E* noktasındaki hidrolik yük h_E=950 m ve sabittir. Böyle durumlardaki hız, $v=-K(\partial h/\partial l)$ de sabit kalacaktır. Dengeli rejim akışındaki hız bir noktadan diğerine farklı olabilse de, herhangi bir noktada zaman içinde değişmez.

Şimdi de Şekil 2.17(b)'de şematik olarak gösterilen dengesiz rejim akış problemini ele alalım. t_o zamanında barajın altındaki akım ağı Şekil 2.17(a)'daki ile aynı ve h_E=950 m olacaktır. Rezervuardaki su seviyesi $t_o - t_1$ zaman aralığında kuyruk suyundaki seviye ile aynı olana kadar düşürülecek olursa, baraj altında statik şartlar gelişir ve membadan mansap tarafına doğru su akışı durur. *E* noktasındaki hidrolik yük (h_E), t_o'daki h_E=950 m'den zamana bağlı olarak azalmak suretiyle nihai değeri olan h_E=900 m'ye düşecektir. Böyle bir sistemde gecikme olabilir ve $t = t_1$ zamanında bile *E*



Şekil 2.17 Bir barajın altında dengeli ve dengesiz yeraltı suyu akışı.

noktasındaki hidrolik yük (h_E) 900 m'ye düşmemiş olabilir. Dengeli rejim ile dengesiz rejim akışları arasındaki başlıca fark bunların akış çizgileri ve akış izlerinden kaynaklanmaktadır. *Akış çizgileri* bir sistem içinde belirli bir andaki (dengeli akışta tüm zamanlarda ve dengesiz akışta da belirli bir andaki) akış yönlerini ifade eder. Akış sistemi içinde daima eşpotansiyel çizgilere diktirler. *Akış izleri* ise, bir akış sistemi

içerisinde dengeli veya dengesiz akış sırasında bir su partikülünün takip edeceği yolu ifade eder. Bir dengeli akış sisteminde giriş sınırından sisteme giren bir su partikülünün çıkış sınırına doğru akarken takip edeceği akış izi Şekil 2.17(a)'daki akış çizgisi ile çakışır. Dengesiz rejimdeki akışta ise akış çizgileri ile akış izleri çakışmaz. Dengesiz rejim akışında herhangi bir andaki akış şartlarını tanımlamak için bir akım ağı oluşturulabilirse de, ortaya çıkacak akış çizgileri sadece o andaki hareketin yönlerini ifade eder. Buradaki akış çizgilerinin paterni zamanla değişir ve sistemi kat eden su partikülünün hareket yolunu tam anlamıyla ifade edemez. Dengesiz rejimin akış izlerinin takip ettiği çizgilerin özellikle yeraltı suyu kirlenmesinde özel bir yeri vardır.

Bir yeraltı suyu hidroloğu gerek dengeli ve gerekse dengesiz rejim akışının analiz tekniklerini çok iyi anlamalıdır. Bu bölümün son kısımlarında iki akış durumu için de doygun ve doygun olmayan şartlardaki akış denklemleri verilecektir. Bölüm sonunda sunulan pratik yöntemler çoğunlukla teorik denklemlere dayanmaktadır; ancak, uygulamacı hidrojeoloğun matematiğe çok hakim olması şart değildir. Yeraltı suyu hidrolojisindeki dengeli akış tekniklerinin temel uygulaması daha çok bölgesel yeraltı suyu akışı analizinde söz konusudur. Dengesiz rejim akışı ise; daha çok kuyu hidroliği, yeraltı suyu beslenmesi ve daha birçok jeokimya ve jeoteknik uygulamalarında söz konusudur.

2.9 Sıkışabilirlik ve Efektif Gerilme

Dengesiz yeraltı suyu akışı analizi için *sıkışabilirlik* kavramı takdim edilecektir. Sıkışabilirlik, bir maddeye uygulanan gerilmeler altında o maddede meydana gelen hacim değişikliği veya birim deformasyonu ifade eden bir malzeme özelliğidir. *Elastisite modülü*, elastik malzemelerin dayanımı konusunda daha klasik bir yaklaşım ve iyi bilinen bir malzeme özelliğidir. Gerilmedeki değişimin ($d\sigma$) birim deformasyondaki değişime ($d\varepsilon$) oranı olarak tanımlanmaktadır. Sıkışabilirlik çok basit bir ifadeyle elastisite modülünün tersidir. Gerilme/birim deformasyon ($d\sigma/d\varepsilon$) yerine birim deformasyon/gerilme ($d\varepsilon/d\sigma$) olarak tanımlanır. Bu terim hem elastik hem de elastik olmayan malzemelerde kullanılmaktadır. Gözenekli ortamdaki su akışı için biri su diğeri de gözenekli ortamın kendisi olmak üzere iki sıkışabilirlik teriminin yeniden tanımlanması gerekir.

Suyun Sıkışabilirliği

Gerilme bir akışkana akışkan basıncı p vasıtasıyla iletilir. Belirli bir V_w hacmindeki suya dp basınç artışı uygulandığında hacimde bir azalma meydana gelecektir. Bundan dolayı, suyun sıkışabilirliği (β),

$$\beta = \frac{-dV_w / V_w}{dp} \tag{2-44}$$

şeklinde tanımlanır. Eksi işareti β'nın pozitif bir sayı olması arzu edildiği için kullanılmıştır.

(2-44) eşitliği, hacimsel birim deformasyon dV_w/V_w ile, akışkan basıncındaki değişim olan dp'den dolayı akışkanda oluşan gerilme arasında doğrusal bir ilişki olduğunu ifade eder. Böylelikle, β, sudaki birim deformasyonu gerilme ile ilişkilendiren eğrinin eğimi olup, yeraltı suyu hidrolojisinde karşılaşılan akışkan basınçlarında (doygun olmayan zondaki atmosferik basınçtan daha düşük olanlar dahil) bu eğim değişmez. Genellikle karşılaşılan yeraltı suyu sıcaklığı değerlerinin β üzerindeki etkisi küçüktür. Bu nedenle, pratikte β'yı sabit kabul edebiliriz. β'nın boyutu basınç veya gerilmeninkinin tersidir. Değeri $4{,}4 \times 10^{-10}$ m^2/N (veya Pa^{-1})'dir.

Belirli bir su kütlesi için (2-44) eşitliğini,

$$\beta = \frac{d\rho / \rho}{dp} \tag{2-45}$$

şeklinde yeniden yazmak mümkündür. Bağıntıdaki ρ akışkan yoğunluğudur. (2-45) eşitliğinin integrasyonu suyun *durum denklemini* verir:

$$\rho = \rho_o \exp[\beta (p - p_o)] \tag{2-46}$$

Bağıntıdaki ρ_o, referans basıncı p_o'daki akışkan yoğunluğudur. p_o'ın atmosferik basınç olarak alınması halinde (2-46) eşitliği komparatör basıncı cinsinden,

$$\rho = \rho_o e^{\beta p} \tag{2-47}$$

olur. Sıkışmaz akışkanlar için $\beta = 0$ ve $\rho = \rho_o$= sabittir.

Efektif Gerilme

Şimdi de gözenekli ortamın sıkışabilirliğini göz önüne alalım. Doygun bir kum kütlesine bir gerilme uygulandığını varsayalım. Hacimdeki azalma üç mekanizma sayesinde olur: (1) gözeneklerdeki suyun sıkışmasıyla, (2) münferit kum tanelerinin sıkışmasıyla ve (3) kum tanelerinin daha sıkı paketlenecek şekilde yeniden dizilmesiyle. Bu üç mekanizmadan ilki akışkan sıkışabilirliği β tarafından kontrol edilir. İkinci mekanizmanın ihmal edilebilir (yani, zemin tanelerinin sıkışmaz) olduğunu varsayalım. Bize düşen, üçüncü mekanizmayı ön plana çıkaran sıkışabilirliği tanımlamaktır.

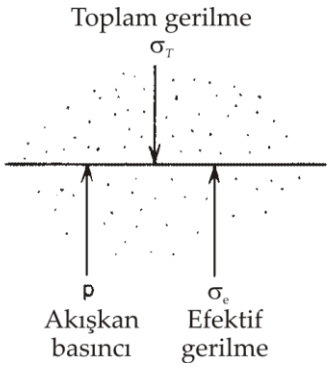
Bunu yapmak için efektif gerilmeyi devreye sokmamız gerekmektedir. Bu kavram ilk olarak Terzaghi (1925) tarafından öne sürülmüş ve ayrıntılı olarak Skempton (1961) tarafından incelenmiştir. Terzaghi ve Peck (1967) ve Scott (1963) tarafından yazılmış olanlar gibi, çoğu zemin mekaniği kitaplarında bu konuda kapsamlı açıklamalar bulmak mümkündür.

Belirli bir derinlikteki doygun jeolojik formasyonda herhangi bir düzlem üzerindeki gerilme dengesini (Şekil 2.18) göz önüne alınız. σ_T, düzlem üzerinde aşağı doğru etkiyen toplam gerilmedir. Toplam gerilme, bu nokta üzerine etkiyen kaya ve suyun ağırlığından ileri gelmektedir. Bu gerilme, kısmen gözenekli ortamın granüle iskeleti, kısmen de gözeneklerdeki akışkan basıncı p tarafından karşılanır. Toplam gerilmenin akışkan tarafından karşılanmayan kısmına efektif gerilme (σ_e) denir. Pratikte gözenekli ortamın taneleri üzerine uygulanan gerilme bu gerilmedir. Zemin tanelerinin yeniden düzenlenmesi ve zemin iskeletinin bundan kaynaklanan sıkışması, toplam gerilmedeki değişmeden değil; efektif gerilmedeki değişimden ileri gelir. Bu ikisi arasındaki ilişki aşağıdaki basit form ile ifade edilir:

$$\sigma_T = \sigma_e + p \tag{2-48}$$

Ya da, değişimler açısından ifade edilmek istendiğinde:

$$d\sigma_T = d\sigma_e + dp \tag{2-49}$$



Şekil 2.18 Doygun, gözenekli bir ortamı kat eden herhangi bir düzlem üzerindeki toplam gerilme, efektif gerilme ve akışkan basıncı.

Toplam gerilmedeki değişimler çoğu yeraltı dengesiz rejim akışlarında dikkate alınmaz. Sistemdeki herhangi bir nokta üzerindeki kaya ve su yükü zaman içinde değişmez. Böyle durumlarda $d\sigma_T = 0$ ve

$$d\sigma_e = -dp \tag{2-50}$$

Bu şartlar altında akışkan basıncının artması halinde efektif gerilmeler aynı miktarda azalır ve akışkan basıncı azalırsa efektif gerilme de aynı miktarda artar. Toplam gerilmenin zaman içinde değişmediği durumlarda, sistemdeki herhangi bir noktadaki efektif gerilme ve sonucunda oluşan hacimsel deformasyonlar, o noktadaki akışkan basınçları ile kontrol edilir. $p=\rho g \psi$ ve $\psi = h - z$ olduğundan (söz konusu noktada z sabit), bir noktadaki efektif gerilmedeki değişimler o noktadaki hidrolik yükte meydana gelen değişimler tarafından kontrol edilir:

$$d\sigma_e = -\rho\, g\, d\psi = -\rho\, g\, dh \tag{2-51}$$

Gözenekli Ortamın Sıkışabilirliği

Bir gözenekli ortamın sıkışabilirliği,

$$\alpha = \frac{-dV_T / V_T}{d\sigma_e} \tag{2-52}$$

şeklinde tanımlanır. Burada, V_T: zemin kütlesinin toplam hacmi ve $d\sigma_e$: efektif gerilmedeki değişimdir.

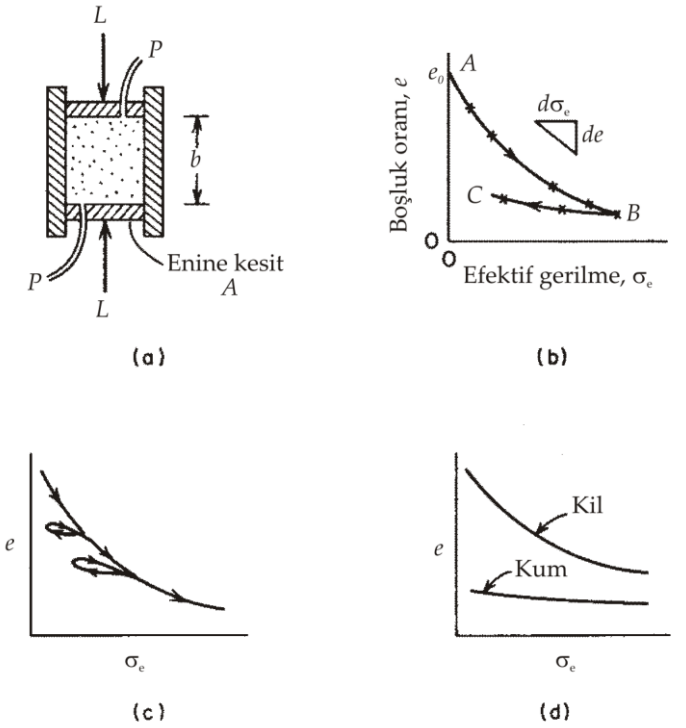
Hatırlanacağı gibi, $V_T = V_s + V_v$ ve bileşenleri de V_s: katıların hacmi, V_v: suyla dolu boşlukların hacmi idi. Efektif gerilmedeki bir $d\sigma_e$ artışı, zemin kütlesinin toplam hacminde dV_T kadar bir azalmaya yol açar. Granüle malzemelerde bu azalma tamamıyla zemin tanelerinin yeniden düzenlenmesiyle oluşur. Zemin tanelerinin bir miktar sıkışabilmesi söz konusu ise de bu etki ihmal edilmektedir. Genelde $dV_T = dV_s - dV_v$'dir; ancak biz, $dV_s = 0$ ve $dV_T = dV_v$ olduğunu varsayacağız.

Doygun bir zemin örneğinin Şekil 2.19(a)'daki gibi bir laboratuvar yükleme hücresi içine yerleştirildiğini düşünelim. Pistonlar vasıtasıyla numuneye $\sigma_T = L/A$ toplam gerilmesi uygulanabilir. Numuneye hücre duvarları vasıtasıyla yanal olarak basınç uygulanmakta; numune içinde hapsolmuş suyun pistonlar üzerine iliştirilmiş borularla dışarı kaçması sağlanmaktadır. Dışarı çıkan su ise, bilinen bir sabit akışkan basıncı altında bir hazneye alınmaktadır. L kademeli olarak arttırılırken zemin numunesindeki hacimsel azalma kaydedilir. Her kademedeki toplam gerilme artışı ($d\sigma_T$) önce artan akışkan basıncı altındaki su tarafından karşılanır; fakat, numunedeki suyun dışarıdaki hazneye drenajı su üzerindeki gerilmeyi yavaşça granüle iskelet üzerine aktarır. Bu süreç *konsolidasyon* olarak adlandırılır Her L değerinde konsolidasyon sürecinin hidrolik dengeye kavuşması için uzun zaman alabilir. Bu dengeye ulaşıldığında numune içinde $dp = 0$ olup, (2-49) eşitliğinden $d\sigma_e = d\sigma_T = dL/A$'dır. Zemin örneğinin başlangıçtaki boşluk oranı e_o (burada $e = V_v/V_s$) ve yüksekliği b ise [Şekil 2.19(a)], $dV_T = dV_v$ varsayımıyla (2-52) eşitliği,

$$\alpha = \frac{-db/b}{d\sigma_e} = \frac{-de/(1+e_o)}{d\sigma_e} \tag{2-53}$$

şeklinde yazılabilir.

Sıkışabilirlik (α) genellikle $e - \sigma_e$ şeklindeki birim deformasyon-gerilme eğrisinin eğiminden belirlenmektedir. Şekil 2.19(b)'deki AB eğrisi yüklemeyi (artan σ_e); BC de boşaltmayı (azalan σ_e) temsil eder. Genelde birim deformasyon-gerilme eğrisi ne doğrusal ne de elastiktir. Yükleme ve boşaltmanın tekrarlanması halinde çoğu ince taneli zeminler histerez gösterirler [Şekil 2.19(c)]. Akışkan sıkışabilirliğinden (β) farklı olarak, zemin sıkışabilirliği (α) sabit değildir; uygulanan gerilmenin bir fonksiyonu olup, daha önceki yükleme tarihçesine bağlıdır.



Şekil 2.19 (a) Zeminin sıkışabilirliği için laboratuvar tipi yükleme hücresi; (b), (c) ve (d) boşluk oranı–efektif gerilme ilişkisinin şematik eğrileri.

Şekil 2.19(d)'de kum ve kil için $e-\sigma_e$ eğrilerinin şematik karşılaştırması görülmektedir. Alttaki kum eğrisi, daha küçük bir α'ya işaret etmektedir. Bu eğrinin doğrusallığı ise geniş bir σ_e aralığında α'nın değerinin sabit kaldığı anlamına gelir. Yeraltı suyu sistemlerinde σ_e'deki zamana bağlı değişimler genellikle çok küçüktür. O kadar ki, killerde bile sabit bir α değeri bir anlam ifade edebilir. Tablo 2.5'de değişik jeolojik birimlerde ölçülmüş sıkışabilirlik değerleri görülmektedir. Sıkışabilirlik konusundaki orijinal referanslara örnek Domenico ve Mifflin (1965) ve Johnson vd. (1968) gösterilebilir. β'da olduğu gibi, α'nın boyutları da gerilmeninkinin tersidir. SI

Tablo 2.5 Sıkışabilirlik değerlerinin değişim aralığı.

	Sıkışabilirlik, α (m^2/N veya Pa^{-1})
Kil	$10^{-6} - 10^{-8}$
Kum	$10^{-7} - 10^{-9}$
Çakıl	$10^{-8} - 10^{-10}$
Çatlaklı kaya	$10^{-8} - 10^{-10}$
Sağlam kaya	$10^{-9} - 10^{-11}$
Su (β)	$4{,}4 \times 10^{-10}$

Dönüşüm faktörleri için Tablo A13'e bakınız.

birimleri cinsinden α'nın birimi m^2/N veya Pa^{-1}'dir. Kayalar ile karşılaştırıldığında suyun sıkışabilirlik değerinin düşük sıkışabilirliğe sahip kayalar ile benzerlik gösterdiğine dikkat ediniz.

Şekil 2.19(b) ve (c)'de ifade edildiği gibi, genişleme halindeki zeminlerin sıkışabilirliği, sıkışma altındaki zeminlerinkinden çok daha düşüktür. Killerde bu iki durumdaki α'nın oranı 10:1 iken, kumlarda 1:1 oranına yaklaşır. Genişleme durumundaki sıkışabilirliği, sıkışma altındaki sıkışabilirliğinden daha düşük zeminlerde artan efektif gerilmeye [belki de (2-51) eşitliğinde ifade edilen hidrolik yüklerdeki azalmaya] bağlı olarak gelişen birim deformasyonlar çoğu zaman tersinir değildir. Efektif gerilmeler sonuçta azalmış bile olsa, eski şekline dönmezler. Kil-kum şeklindeki akifer-akitard sistemlerinde kil akitardlarında oluşabilen büyük sıkışmaların (kompaksiyonların) çoğunun geriye dönüşü yoktur. Diğer taraftan, kum akiferlerinde oluşan (α değerlerinden ileri gelen) küçük deformasyonlar çoğunlukla elastiktir.

Akiferin Sıkışabilirliği

(2-53) eşitliğindeki ve Şekil 2.18 ile 2.19'daki sıkışabilirlik kavramı tek boyutludur. Arazide zemin ve kayaların sadece düşey yönde gerilmeye maruz kaldığı kabul edilirse, belirli bir derinlikte tek boyutlu sıkışabilirlikten söz edilebilir. Herhangi bir nokta üzerindeki toplam gerilme (σ_T) o noktaya etkiyen kaya ve suyun ağırlığından ileri gelir; komşu malzemeler ise yatay yöndeki kuşatmayı sağlar. Düşey efektif gerilme $\sigma_e = \sigma_T - p$'dir. Bu şartlar altında akiferin sıkışabilirliği (α), (2-53) eşitliğindeki birinci denkleme eşittir. b ise, basit bir yükseklik yerine burada akifer kalınlığını temsil etmektedir. α parametresi düşey sıkışabilirliği temsil eder. Şekil 2.19(a)'daki gibi bir laboratuvar düzeneği ile tanımlanması gerektiğinde zemin numunesi düşey olacak şekilde yönlendirilmeli ve yüklemenin yönü yatay tabakalanmaya tam dik olmalıdır. Bir akiferde α yatay yönde değişebilir; yani, akifer $\alpha = \alpha\,(x,y)$ şeklinde heterojen olabilir.

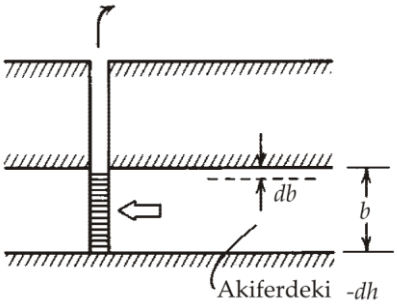
Genel amaçlı analizlerde derinlikteki gerilme alanının tek boyutlu değil de üç boyutlu olduğu gerçeği kabul edilmelidir. Bu durumda akiferin sıkışabilirliğinin bir anizotrop parametre olduğu dikkate alınmalıdır. O halde, düşey sıkışabilirlik olan α, efektif gerilmenin düşey bileşenindeki değişimler vasıtasıyla; yatay sıkışabilirlik de efektif gerilmenin yatay bileşenindeki değişimler vasıtasıyla gelişir. Üç boyutlu gerilme analizinin gözenekli ortamdaki akışkan akışına uygulanması ileri bir konu olup, burada ele alınmayacaktır. Karşılaşılan çoğu durumlarda yatay gerilmedeki değişimler çok küçük olup, analizlerde bunlar ihmal edilmektedir. Kullanacağımız yaklaşımlarda sıkışabilirlik α'nın izotrop bir parametre olarak ele alınması yeterlidir; ancak, bunun sadece düşey yöndeki sıkışabilirlik olduğu ve bu yönün de efektif gerilmedeki değişimlerin en çok meydana geldiği yön olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır.

Sıkışabilir akiferlerdeki deformasyonların karakterini ifade etmek için Şekil 2.20'de gösterilen akifer kalınlığı b'yi göz önüne alınız. Eğer örtü malzemesinin ağırlığı sabit kalır ve akiferdeki hidrolik yük de $-dh$ kadar azalırsa, efektif gerilmedeki artış (2-

51) eşitliğindeki gibi $d\sigma_e=\rho g dh$ ile ifade edilir ve (2-53) eşitliğinden akifer kompaksiyonu,

$$db=-\alpha\, b\, d\sigma_e=-\alpha\, b\rho g dh \tag{2-54}$$

olur. Eksi işareti, yükteki azalmanın b kalınlığında azalmaya neden olduğunu ifade eder.



Şekil 2.20 Yeraltı suyu pompajından ileri gelen akifer kompaksiyonu.

Bir akiferdeki hidrolik yükü düşürülebilmesin bir yolu, kuyudan pompajla su çekilmesidir. Pompalama ile akiferde yatay hidrolik eğimler kuyuya doğru yönelir ve bunun sonucunda kuyuya komşu noktalarda hidrolik yükte azalma meydana gelir. Bu durum, kuyu etrafındaki bu noktalarda efektif gerilmelerde artışa ve akiferde de kompaksiyona neden olur. Tersi durumlarda; yani kuyuya su enjekte edildiği zaman hidrolik yük artar, efektif gerilmeler azalır ve akiferde bir genişleme meydana gelir. Pompajla akiferden su çekilmesi halinde akifer-akitard sisteminde meydana gelen sıkışma zemin yüzeyine kadar yayılırsa *oturma* denilen olay meydana gelir. Bu olay Altbölüm 8.12'de ayrıntılı olarak ele alınacaktır.

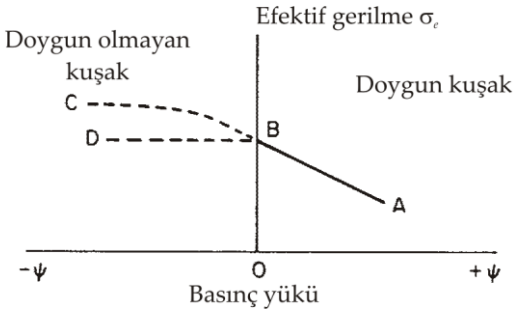
Doygun Olmayan Zondaki Efektif Gerilme

(2-51) eşitliğindeki birinci denklem efektif gerilme (σ_e) ile basınç yükü (ψ) arasındaki ilişkinin doğrusal olması gerektiğini ifade eder. Bu kavram ve buna dayanan Şekil 2.18 doygun kuşak için geçerlidir. Ancak, bunun doygun olmayan kuşakta uygulanamayacağını ifade etmek için, şu halde elde çok miktarda kanıt bulunmaktadır (Narasimhan, 1975). Doygun olmayan akış için Bishop ve Blight (1963) (2-51) eşitliğinin,

$$d\sigma_e=-\rho g \chi d\psi \tag{2-55}$$

şeklinde değiştirilmesini önermiştir. Bağıntıdaki χ parametresi; doygunluk derecesi, zemin yapısı ve zeminin ıslanma-kuruma tarihçesine bağlıdır. Şekil 2.21'deki *ABC*

eğrisi böyle bir ilişkiyi şematik olarak göstermektedir. $\psi > 0$ için $\chi = 1$; $\psi < 0$ için $\chi \leq 1$ ve ψ sıfırdan çok küçük olduğunda $\chi = 0$'dır.



Şekil 2.21 Doygun ve doygun olmayan kuşaklarda efektif gerilme ve basınç yükü arasındaki ilişki (Narasimhan, 1975'den).

χ yaklaşımı ampirik olup, kullanımı da doygun olmayan kuşaktaki toplam gerilmenin bir kısmını karşılamak için gerekli ve atmosferik basınçtan daha düşük akışkan basınçlarının kapasitesinin henüz tam olarak anlaşılmadığı gerçeğini ifade eder. İlk yaklaşım olarak, Şekil 2.21'deki *ABD* eğrisi ile ifade edildiği gibi, böyle bir kapasitenin olmadığını kabul etmek mantığa aykırı değildir. Bu varsayıma göre $\psi < 0$ için $\chi = 0$, $d\sigma_e = d\sigma_T$ ve doygun olmayan kuşakta basınç yükündeki (veya su içeriğindeki) değişimler efektif gerilmede değişime neden olmaz.

Doygun olmayan kuşaktaki gözenekli ortamın sıkışabilirliğinin tanımı da tıpkı doygun zonda olduğu gibi (2-52) eşitliği ile ifade edilebilirse de, akışkan basıncının efektif gerilme üzerindeki etkisi, bu durumda ya yok sayılacak veya dikkate alınmayacaktır.

2.10 İletimlilik ve Depolayabilme

Doygun yeraltı suyu akışını hidrolik açıdan tanımlayabilmek için, akışkanın ve gözenekli ortamın, bilinmesi şart olan altı temel fiziksel özelliği vardır. Su için bu özellikler *yoğunluk* (ρ), *viskozite* (μ) ve *sıkışabilirlik* (β); ortam için ise *gözeneklilik* (n) veya *boşluk oranı* (e), *geçirgenlik* (k) ve *sıkışabilirliktir* (α). Jeolojik birimlerin hidrojeolojik özelliklerini tanımlamada kullanılan diğer tüm parametreler bu altı özellikten türetilebilir. Sözgelimi, (2-28) eşitliğinden doygun hidrolik iletkenlik K'nin k, ρ ve μ'nün bir kombinasyonu olduğunu gördük. Bu bölümde özgül depolama (S_s), depolama katsayısı (S) ve iletimliliği (T) inceleyeceğiz.

Özgül Depolama

Doygun bir akiferin *özgül depolaması* o akiferin birim hacminden hidrolik eğimdeki birim düşüş altında bıraktığı su miktarı olarak ifade edilmektedir. Altbölüm 2.9'dan hidrolik yükteki (h) azalımın akışkan basıncında (p) azalmaya ve efektif gerilmede (σ_e)

artışa neden olduğunu biliyoruz. Azalan h şartlarında depodan suyun bırakılmasını iki mekanizma sağlamaktadır: (1) σ_e'deki artışların neticesinde akiferin kompaksiyonu ve (2) azalan p'den dolayı suyun genişlemesi. Bunlardan ilki akiferin sıkışabilirliği (α), ikincisi de akışkanın sıkışabilirliği (β) tarafından kontrol edilir.

Önce akifer kompaksiyonundan dolayı üretilen suyu dikkate alalım. Sıkışma sırasında akiferin birim hacminden dışarı çıkmaya zorlanan suyun hacmi, akiferin birim hacminde meydana gelen hacim azalmasına eşit olacaktır. Hacimsel azalma (dV_T) negatif olacak fakat, üretilen su miktarı (dV_w),

$$dV_w = -dV_T = \alpha V_T d\sigma_e \tag{2-56}$$

şeklinde pozitif olacaktır. Birim hacim V_T =1 için (2-51) eşitliğinden $d\sigma_e = -\rho g dh$ olur. Hidrolik yükteki birim azalım dh = –1 için aşağıdaki gibi olur:

$$dV_w = \alpha \rho g \tag{2-57}$$

Şimdi de, suyun genişlemesiyle üretilen suyun hacmini dikkate alalım. (2-44) eşitliğinden,

$$dV_w = -\beta V_w dp \tag{2-58}$$

olur. Toplam birim hacim (V_T) içinde suyun hacmi $V_w = nV_T$'dir (buradaki n gözenekliliktir). V_T =1 ve $dp = \rho g d\psi = \rho g d(h-z) = \rho g dh$ ile (2-58) eşitliği dh = –1 için,

$$dV_w = \beta n \rho g \tag{2-59}$$

olur. Özgül depolama S_s, (2-57) ve (2-59) eşitliklerinde verilen iki terimin toplamına eşittir:

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta) \tag{2-60}$$

Bu eşitliğin boyutsal analizi yapıldığında S_s'nin $[L]^{-1}$ şeklinde özel bir birime sahip olduğu görülür.

Basınçlı Akiferin İletimliliği ve Depolayabilmesi

Kalınlığı b olan bir basınçlı akiferin *iletimlilik katsayısı* (T),

$$T = Kb \tag{2-61}$$

şeklinde tanımlanır. *Depolayabilme* ya da *depolama katsayısı* S ise,

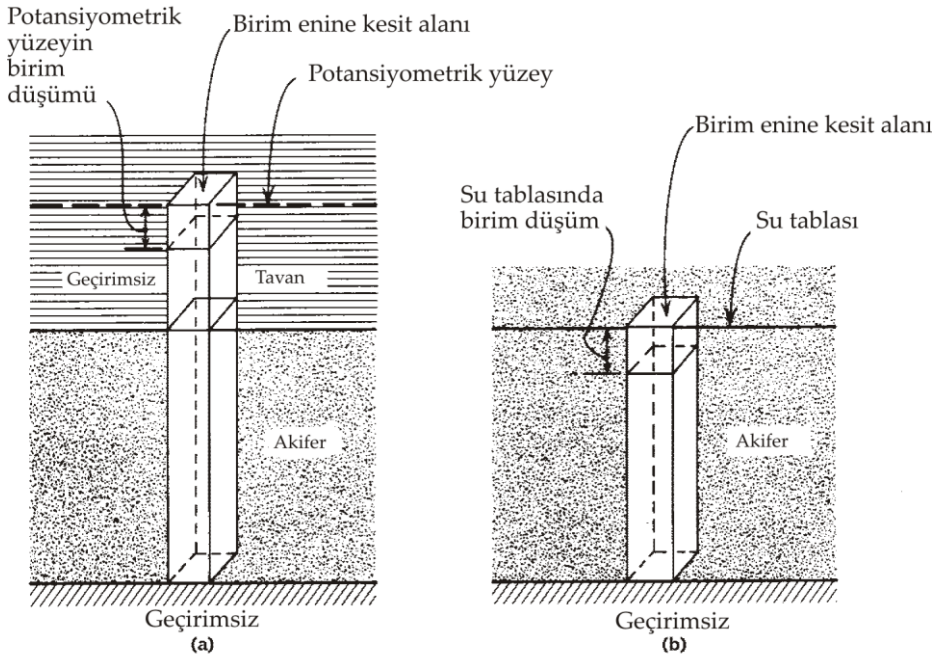
$$S = S_s b \tag{2-62}$$

olarak ifade edilir. (2-60) eşitliğini (2-62) eşitliğindeki yerine koyarsak *S*'nin açılmış şekli,

$$S=\rho g b(\alpha + n\beta) \tag{2-63}$$

olur.

Kalınlığı *b* olan doygun bir basınçlı akiferin depolama katsayısının kelimelerle ifadesi; akiferin birim yüzey alanı başına, hidrolik yükün o yüzeye dik bileşenindeki birim azalım için depodan bıraktığı suyun miktarıdır. Hidrolik yük basınçlı akiferler için genellikle basınç yüzeyi şeklinde ifade edilir; depolayabilme kavramı Şekil 2.22(a)'da bu açıdan ifade edilmiştir.



Şekil 2.22 (a) Basınçlı, (b) serbest akiferde depolama katsayısının şematik gösterimi (Ferris vd., 1962'den).

Hidrolik iletkenliğin (*K*) boyutu [*L*/*T*], (2-61) eşitliğinden de açıkça görüldüğü gibi iletimlilik katsayısının boyutudur [L^2/T]. SI metrik birimlerine göre de m^2/s'dir. *T* ve S Kuzey Amerika'daki su sondajcılığı sektöründe çoğu zaman *FPS* mühendislik birimleriyle ifade edilmektedir. Eğer *K* gal/gün/ft^2 cinsinden ifade edilirse, *T*'nin birimi de gal/gün/ft olur. *T* değerleri Tablo 2.2'den seçilen uygun bir *K* değerinin akifer kalınlığı *b* ile çarpılmasıyla bulunur. 0,015 m^2/s'den (veya 0,16 ft^2/s'den ya da 100.000 gal/gün/ft'den) daha büyük iletimlilik katsayıları su üretimi için iyi akiferleri temsil eder. Depolama katsayıları boyutsuzdur. Basınçlı akiferlerdeki değeri 0,005 ile 0,00005 arasında değişir. *S*'nin tanımından ve aldığı değerlerin değişim aralığından anlaşıldığı

kadarıyla, basınçlı akiferlerden büyük miktarlarda su çekebilmek için geniş alanlara yayılmış büyük yük değişimleri gereklidir.

Akiferler ve akitardlar için de özgül iletimlilik ve depolama katsayıları belirlenebilir. Ancak, çoğu uygulamalarda bir akitardın düşey hidrolik iletkenliği onun iletimlilik katsayısından daha büyük öneme sahiptir. Kil akitardlarda ayrıca α'nın β'dan çok büyük olduğuna ve depolama katsayısı [(2-60) eşitliği] ile özgül depolama [(2-63) eşitliği] tanımlarındaki $n\beta$ teriminin ihmal edilebilir olduğuna dikkat edilmelidir.

T veya K iletim özellikleri ile S veya S_s gibi depolama özelliklerini bir araya getiren bir formasyon terimi tanımlamak mümkündür. *Hidrolik saçılabilirlik* (D),

$$D=T/S=K/S_s \tag{2-64}$$

şeklinde tanımlanır. Bu terim pratikte fazla kullanılmamaktadır.

İletimlilik (T) ve depolayabilme (S) kavramları temel olarak basınçlı akiferlerdeki kuyu hidroliği analizleri için geliştirilmiştir. Kalınlığı b olan basınçlı bir akiferde yatay ve kuyuya doğru iki boyutlu akış için bu terimler iyi tanımlanmıştır; fakat, diğer pekçok yeraltı suyu uygulamalarında anlamlarını yitirmektedirler. Bir yeraltı suyu probleminde üç boyutlu bir durum söz konusu ise, *hidrolik iletkenlik* (K) ve *özgül depolamanın* (S_s) kullanılması en iyi yoldur. Hatta, belki bundan da iyisi, *geçirgenlik* (k), *gözeneklilik* (n) ve *sıkışabilirlik* (α) gibi temel parametrelerin kullanılmasıdır.

Serbest Akiferlerde İletimlilik ve Özgül Verim

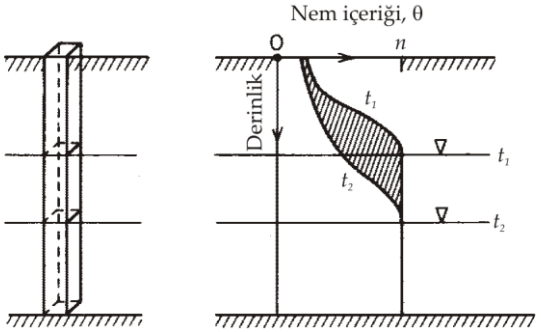
Serbest akiferler için iletimlilik katsayısı basınçlı akiferlerdeki kadar iyi tanımlanmamıştır fakat, buna rağmen kullanılmaktadır. Aynı eşitlik [(2-61) eşitliği] ile tanımlanmakla birlikte, bu sefer b doygun kuşağın kalınlığı veya akitardın ya da akiferi aşağıdan sınırlayan geçirimsiz yüzeyin üzerindeki su yüksekliğidir.

Depolama terimi yerine serbest akiferde özgül verim (S_y) kullanılır. Serbest akiferin su tablasındaki birim alçalım başına akiferin birim yüzey alanı için depodan salıverdiği su miktarı olarak tanımlanır. Bazen serbest depolama katsayısı olarak da tanımlanır. Şekil 2.22(b)'de bu kavram şematik olarak ifade edilmiştir.

Özgül verim kavramı en iyi şekilde doygun-doygun olmayan ara yüzeyi sayesinde anlaşılabilir. Şekil 2.23'de doygun olmayan kuşakta t_1 ve t_2 olmak üzere iki değişik zamandaki su tablası pozisyonu ile su içeriğinin düşey profilinin derinliğe bağlı değişimi görülmektedir. Taralı alan, depodan birim enine kesit kolonundan bırakılan suyun miktarını temsil eder. Eğer su tablasındaki düşüş birim azalımı temsil ederse, taralı alan da özgül verimi temsil eder.

Serbest akiferlerin özgül verimleri basınçlı akiferlerin depolayabilme yeteneklerinden çok büyüktür. S_y'nin genel aralığı 0,01–0,3'dür. Yüksek değerler, (a) serbest akiferde depodan salıvermenin gözeneklerdeki suyun fiilen boşalmasını, (b) basınçlı akiferlerde depodan salıvermelerin akışkan basıncındaki değişimlerden ileri gelen su genişlemesi ve akifer kompaksiyonu gibi ikincil etkileri ifade eder. Serbest

akiferlerin elverişli depolama özellikleri üretim kuyuları için bu akiferlerin daha etkin olmalarını sağlar. Basınçlı akiferlerle kıyaslandığı zaman, aynı verim daha dar alanda ve daha küçük hidrolik yük değişimlerinde elde edilebilir.



Şekil 2.23 Su tablası üzerindeki doygun olmayan nem profilleri açısından özgül verim kavramı.

Doygun Olmayan Kuşakta Depolama

Doygun olmayan bir zeminde su içeriğindeki (θ) değişimler Şekil 2.23'de görüldüğü gibi Şekil 2.13(a)'nın karakteristik eğrilerinde sergilenen $\theta(\psi)$ ilişkisi vasıtasıyla, basınç yükündeki (ψ) azalım eşliğinde gelişir. Bu karakteristik eğrinin eğimi, zeminin doygun olmayan depolama özelliğini temsil eder. *Özgül nem kapasitesi* (C) olarak adlandırılan bu özellik,

$$C=d\theta/d\psi \tag{2-65a}$$

şeklinde tanımlanır. Basınç yükünde $d\psi$ kadar (diyelim ki Şekil 2.13'de –200 cm'den –100 cm'ye kadar) bir azalım, doygun olmayan zeminde depolanan suda (nemde) bir $d\theta$ artışı ile birlikte gelişmelidir. $\theta(\psi)$ doğrusal değildir, histerezlidir; dolayısıyla C de öyledir. Bu parametre bir sabit olmayıp, basınç yükü ψ'nin bir fonksiyonudur: $C=C(\psi)$. Doygun kuşakta tüm $\psi > \psi_a$ değerleri için su içeriği (θ) gözenekliliğe (n) eşittir ve C=0'dır. C için (2-42) eşitliğine paralel bir formül:

$$\begin{aligned} C&=C(\psi) \quad \psi<\psi_a \\ C&=0 \quad \psi\geq\psi_a \end{aligned} \tag{2-65b}$$

Doygun olmayan bir zeminin iletim ve depolama özellikleri $K(\psi)$ karakteristik eğrisi ve $\theta(\psi)$ ile $C(\psi)$ eğrilerinden biriyle tam olarak tanımlanır.

Zemin-su saçılabilirliği (2-64) eşitliğindeki mantıkla,

$$D(\psi)=K(\psi)/C(\psi) \tag{2.66}$$

şeklinde ifade edilebilir.

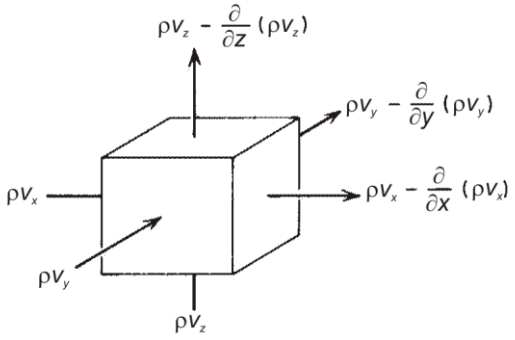
2.11 Yeraltı Suyu Akış Denklemleri

Temel bilimler ve mühendisliğin hemen hemen tüm dallarındaki analiz teknikleri fiziksel süreçleri iyi anlama esasına dayanır ve çoğu zaman bu süreçleri matematiksel olarak tanımlamak mümkündür. Yeraltı suyu da bundan müstesna değildir. Akışın temel yasası Darcy yasasıdır. Bu yasa, gözenekli ortamdaki akış sırasında akışkan kütlesinin korunumunu tanımlayan süreklilik eşitliği ile beraber kullanıldığında ortaya çıkan sonuç akışın kısmî diferansiyel denklemidir. Bu bölümde, (1) dengeli rejimdeki doygun akış, (2) dengesiz rejimdeki doygun akış ve (3) dengesiz rejimdeki doygun olmayan akış konusunda akış denklemlerinin nasıl elde edildiğini özet şekilde göstereceğiz. Bu eşitliklerin hepsi de matematikçiler tarafından çok iyi bilinen türdendir. Bunların kullanımı ile ilgili sayısız matematiksel teknik mevcut olup, bunlardan bilimde ve mühendislikte yaygın şekilde yararlanılmaktadır. Akış denklemi genelde *sınır değeri probleminin* bir bileşeni şeklindedir; o nedenle, bu altbölümün son kısmında bu kavram üzerinde duracağız.

Kısmî diferansiyel denklemleri kullanan sınır değeri problemlerine dayalı pekçok hidrojeoloji analiz tekniğinde, değişik tekniklerin öğrenilmesi sırasında bu denklemlerin iyi anlaşılması son derece yararlı olacaktır. Neyse ki, bunlar analizin olmazsa olmazları değildir. Bu teknikler çoğu zaman her aşamada temel matematiğe başvurmadan açıklanabilecek ve anlaşılabilecek türdendir. Araştırmacı hidrojeolog akış denklemleri ile her gün çalışmak durumunda iken, uygulamacı hidrojeolog isterse bu ileri matematik konuları ile uğraşmayabilir.

Dengeli Rejimde Doygun Akış

Gözenekli ortamın bir birim hacmini (Şekil 2.24) göz önüne alalım. Böyle bir eleman çoğu zaman *elementer kontrol hacmi* olarak anılır. Doygun gözenekli ortamda dengeli akışın kütle korunumu yasasına göre, elementer kontrol hacmi içine *giren* su kütlesi akış oranı elementer kontrol hacminden *çıkan* suyun kütlesi akış miktarına eşittir. Bu yasayı matematiksel forma dönüştüren *süreklilik denklemi* Şekil 2.24 baz alınarak,



Şekil 2.24 Gözenekli ortamdaki akış için elementer kontrol hacmi.

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z}=0 \tag{2-67}$$

şeklinde yazılabilir. ρv terimleri için bir boyut analizi yapılacak olursa, bunların boyutunun elementer kontrol hacmindeki birim kesit alanı boyunca akış kütle oranının boyutu olduğu görülür. Eğer akışkan sıkışmaz kabul edilirse $\rho(x,y,z)$=sabit olur ve (2-67)'deki ρ terimleri iptal edilir. Akışkan sıkışabilir ve $\rho(x,y,z)\neq$sabit bile olsa, $\rho\partial v_x/\partial x$ formundaki terimlerinin $v_x\partial\rho/\partial x$ formundaki terimlerden çok büyük olduğu gösterilebilir. Bu iki durum da (2-67) eşitliğinin açılmasında zincir kuralı kullanıldığında ortaya çıkar. Her durumda (2-67) eşitliği,

$$-\frac{\partial v_x}{\partial x}-\frac{\partial v_y}{\partial y}-\frac{\partial v_z}{\partial z}=0 \tag{2-68}$$

sade şekline dönüşür. (2-68) eşitliğindeki v_x, v_y ve v_z yerine Darcy yasası uygulanırsa, anizotrop ve doygun gözenekli ortamdaki dengeli rejimin akış denklemi elde edilir:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial h}{\partial z}\right)=0 \tag{2-69}$$

İzotrop ortamda $K_x = K_y = K_z$'dir. Ortam bir de homojen ise, $K(x,y,z)$=sabittir. (2-69) eşitliği bu durumda homojen, izotrop ortamdaki dengeli rejimin akış denklemi olur:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=0 \tag{2-70}$$

(2-70) eşitliği matematikçiler için en temel kısmî diferansiyel denklem olup, *Laplace denklemi* olarak adlandırılır. Denklemin çözümü, üç boyutlu bir akış alanında herhangi bir noktadaki hidrolik yükün değerini tanımlayan $h(x,y,z)$'nin bir fonksiyonudur. (2-70) denkleminin çözümüyle h'nin konturlu eşpotansiyel yüzeylerini elde edebiliriz. Bunlara akış çizgileri eklenmek suretiyle de akım ağı oluşur.

İki boyutlu bir akış alanında dengeli, doygun bir akışta sözgelimi xz düzleminde (2-70) denkleminin ortadaki terimi düşer ve çözüm $h(x,z)$'nin bir fonksiyonu olur.

Dengesiz Rejimde Doygun Akış

Doygun gözenekli ortamda dengesiz rejimdeki akışta kütlenin korunumu yasasına göre, birim kontrol hacmine giren akışkan kütlesi akışının *net* miktarı, elemandaki akışkan kütlesi depolamasındaki değişimin zamansal miktarıdır. Süreklilik denklemi, Şekil 2.24 baz alınarak,

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z}=\frac{\partial(\rho n)}{\partial t} \tag{2-71}$$

şeklini alır. Ya da, eşitliğin sağ tarafı açılacak olursa:

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z}=n\frac{\partial\rho}{\partial t}+\rho\frac{\partial n}{\partial t} \tag{2-72}$$

elde edilir. (2-72) eşitliğinin sağ tarafındaki ilk terim, ρ yoğunluğundaki değişim altında suyun genişlemesi ile üretilen suyun kütle oranıdır. İkinci terim ise, n gözenekliliğindeki değişim altında gözenekli ortamın kompaksiyonu ile üretilen suyun kütle oranıdır. Birinci terim akışkanın sıkışabilirliği (β) tarafından; ikinci terim de akiferin sıkışabilirliği (α) tarafından kontrol edilir. (2-72) eşitliğinin sağ tarafındaki iki terimin sadeleştirilmesi için gerekli analizi daha önce yapmıştık (Altbölüm 2.10). ρ'daki değişim ve n'deki değişimin ikisinin de hidrolik yükteki (h) değişim ile meydana geldiğini ve ayrıca yükteki birim azalım için bu iki mekanizma ile üretilen suyun *hacminin* S_s olduğunu biliyoruz [buradaki S_s özgül depolama olup, $S_s=\rho g(\alpha+n\beta)$ formülüyle ifade edilir]. Üretilen suyun kütle oranı (akışkan kütlesi depolamasının değişimindeki zamansal oran) $\rho S_s \partial h/\partial t$'dir ve (2-72) eşitliği şu şekli alır:

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z}=\rho S_s\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2-73}$$

Sağ taraftaki terimleri zincir kuralı ile açarak ve $\rho\partial v_x/\partial x$ formundaki terimlerinin $v_x\partial\rho/\partial x$ formundaki terimlerden çok büyük olduğunu da bildiğimizden, (2-73) eşitliğinin iki tarafındaki ρ terimleri devre dışı kalır. Darcy yasasını yerine koyarak:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2-74}$$

formunu elde ederiz. Doygun, anizotrop gözenekli ortamdaki dengesiz akışın denklemi budur. Ortam homojen ve izotrop olursa (2-74) eşitliği,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2-75}$$

şekline indirgenir. Ya da, S_s açılarak aşağıdaki şekli alır:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\frac{\rho g(\alpha+n\beta)}{K}\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2-76}$$

(2-76) eşitliği *difüzyon denklemi* olarak bilinir. $h(x,y,z,t)$ çözümü akış alanında herhangi bir noktada herhangi bir zamandaki hidrolik yük değerini verir. Çözüm için gerekli üç hidrojeolojik parametre K, α ve n; akışkan parametreleri de ρ ve β'dır.

Kalınlığı b olan basınçlı yatay akifer özel durumu için $S=S_s b$ ve $T=Kb$'dir ve (2-75) eşitliğinin iki boyutlu formu,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}=\frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2-77}$$

şeklini alır. $h(x,y,t)$ çözümü akış alanında yatay akiferde yatay düzlem üzerinde herhangi bir noktada herhangi bir zamandaki hidrolik yük değerini verir. Çözüm için akifer parametreleri S ve T'nin bilinmesi gereklidir.

Dengesiz rejimde doygun akışın denklemi [(2-74)'den (2-77)'ye olan eşitliklerden herhangi biri ile verilen denklem] Darcy (1856) tarafından ortaya konan akış yasasına, Hubbert (1940) tarafından tanımlanan hidrolik yüke, Meinzer (1923) tarafından tanımlanan akifer elastisitesi kavramına ve Terzaghi (1925) tarafından tanımlanan efektif gerilmeye dayalıdır. Jacob (1940) tarafından bu konuda ortaya konan ilk klasik gelişmenin daha kapsamlı tanımlaması Jacob (1950)'da bulunabilir. Daha önceki altbölümlerde tanımlanan depolama kavramları ile beraber bu bölümde ele alınan yöntemler esasen Jacob'a aittir.

Son yıllarda bu klasik gelişme üzerinde çok sayıda yeniden değerlendirmeler yapılmıştır. Biot (1955) sıkışan akiferlerde Darcy yasasına akışkan ile tane arasındaki göreceli hız açısından atıfta bulunulması gerektiğini tespit etmiştir. Cooper (1966) şekil değiştiren bir ortamda sabit bir birim kontrol hacminin alınmasının tutarsızlığına işaret etmiştir. Cooper'a göre, hız göreceli olarak alınır ve koordinat sisteminin şekil değiştirdiği kabul edilirse, Jacob'ın klasik yöntemi geçerlidir. Cooper ayrıca De Wiest (1966)'in bu konudaki çözümünün yanlış olduğunu göstermiştir (bu nokta ayrıca Davis ve De Wiest, 1966'da belirtilmiştir). Ek II'de Jacob-Cooper yöntemi burada verilenden çok daha ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Düşey akifer sıkışabilirliği kavramı içerisinde kullanılan bu klasik yöntemde, sıkışan akifere etkiyen gerilme ve deformasyonların sadece düşey yönde etkidiği varsayılır. Bu yaklaşım, üç boyutlu akış alanı ile tek boyutlu gerilme alanını eşleştirir. Üç boyutlu akış alanını üç boyutlu gerilme alanı ile eşleştiren daha genel bir yaklaşım ilk olarak Biot (1941, 1955) tarafından dikkate alınmıştır. Verruijt (1969)'de bu yaklaşımın çok güzel bir özeti verilmiştir.

Hemen hemen tüm pratik uygulamalarda göreceli hızları, şekil değiştiren koordinatları veya üç boyutlu gerilme alanlarını göz önüne almaya gerek yoktur. Bu altbölümde verilen klasik akış denklemleri yeterlidir.

Dengesiz Rejimde Doygun Olmayan Akış

Doygunluk derecesini $\theta'=\theta/n$ olarak tanımlayalım. Burada, θ: su içeriği ve n: gözeneklilik. Sadece kısmen doygun bir elementer kontrol hacmindeki akışta süreklilik denklemi; su içeriği değişiminin zamansal miktarı ile, sıkışan akiferde su genişlemesine bağlı olarak oluşan depolama değişiminin zamansal miktarını göstermelidir. (2-71) eşitliğindeki ρn terimi $\rho n\theta'$ olmalıdır. (2-72) eşitliği de,

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}-\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y}-\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z}=n\theta'\frac{\partial \rho}{\partial t}+\rho\theta'\frac{\partial n}{\partial t}+n\rho\frac{\partial \theta'}{\partial t} \tag{2-78}$$

olur. Doygun olmayan akışta (2-78) eşitliğinin sağ tarafındaki ilk iki terim üçüncü terimden çok küçüktür. Bu iki terimi ihmal edip genelde olduğu gibi iki taraftaki ρ'ları devre dışı bırakırsak, doygun olmayan akış için Darcy yasasını [(2-41) eşitliğini] denklemdeki yerine koymak suretiyle ve $nd\theta' = d\theta$ olduğundan sonuçta aşağıdaki form ortaya çıkar:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[K(\psi)\frac{\partial h}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K(\psi)\frac{\partial h}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K(\psi)\frac{\partial h}{\partial z}\right]=\frac{\partial \theta}{\partial t} \qquad (2\text{-}79)$$

(2-79) eşitliğini bağımsız değişkenin ya θ ya da ψ olduğu bir form içine koymak yaygın bir işlemdir. İkinci durum için sağ tarafın pay ve paydasını $\partial\psi$ ile çarpmak gerekecektir. Sonra, özgül nem kapasitesinin (C) tanımından [(2-65) eşitliği] ve bilinen $h = \psi + z$'den,

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[K(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z}+1\right)\right]=C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t} \qquad (2\text{-}80)$$

eşitliğini elde ederiz.

(2-80) eşitliği doygun olmayan gözenekli ortamdaki dengesiz akışın ψ'ye dayalı denklemidir. Bu eşitliği ilk kez geliştiren toprak fizikçisinin (Richards, 1931) onuruna *Richards denklemi* olarak da anılır. $\psi(x,y,z,t)$ çözümü, akış alanında herhangi bir noktada herhangi bir zamandaki basınç yükü alanını tanımlar. $h = \psi + z$ ilişkisi vasıtasıyla kolayca hidrolik yük çözümü $h(x,y,z,t)$'ye dönüştürülebilir. Çözüm için $K(\psi)$ karakteristik eğrisi ile $C(\psi)$ veya $\theta(\psi)$ bilgisi gereklidir.

Doygun olmayan akış denklemi [(2-80) eşitliği] ile doygun akış denkleminin [(2-74) eşitliği] eşleştirilmeye çalışılması Freeze (1971a) ve Narasimhan (1975) tarafından denenmiştir. Doygun-doygun olmayan sistemlerle ilgili teorilerin geliştirilmesinde doygun olmayan kuşaktaki efektif gerilmenin daha iyi anlaşılması için biraz daha beklemek gerekecektir.

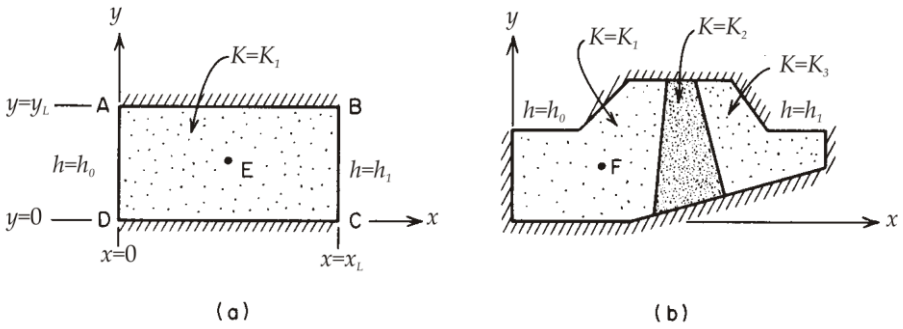
Sınır Değeri Problemleri

Bir sınır değeri problemi bir *matematik modeldir*. İkinci terim ile ifade edilen analiz tekniği dört basamaklı bir işlemden oluşur: (1) fiziksel problemin incelenmesi, (2) fiziksel problemin eşdeğer bir matematik probleme dönüştürülmesi, (3) kabul görmüş matematik tekniklerle matematik problemin çözümü ve (4) matematiksel sonuçların fiziksel problem açısından yorumlanması. Akış fiziğine dayalı matematiksel modeller daha çok, öncülüğünü potansiyel alan teorisi ve ısının katılarda iletilmesi gibi uygulamalı fizik problemlerinin yaptığı sınır değeri problemleri şeklinde karşımıza çıkmaktadır (Carslaw ve Jaeger, 1959).

Yeraltı akışında bir sınır değeri problemini tam olarak tanımlayabilmek için şunların bilinmesi gereklidir: (1) akış bölgesinin boyutu ve şekli, (2) bölge için akış denklemi, (3) bölgenin çevresindeki sınır koşulları, (4) bölgedeki başlangıç şartları, (5) akışı kontrol eden hidrojeolojik parametrelerin alansal dağılımı ve (6) bir

matematiksel çözüm yöntemi. Sınır değeri problemi bir dengeli akış sistemi için söz konusu olduğunda (4) numaralı şart ortadan kalkar.

Şekil 2.25(a)'daki basit yeraltı suyu akış problemini göz önüne alınız. *ABCD* bölgesi homojen, izotrop ve hidrolik iletkenliği K_1 olan bir gözenekli ortamı temsil etmektedir. *AB* ve *CD* sınırları geçirimsiz olup, bu sınırlardaki hidrolik yükler h_o ve h_1'dir. Dengeli akış varsayımıyla ve h_o=100 m ve h_1=0 m alarak, *E* noktasındaki hidrolik yükün 50 m olduğunu görebiliriz. Aslında burada, yukarıda liste halinde verilmiş olan özelliklerden (1), (3) ve (5)'i dolaylı olarak kullanmış olduk. (6) ise, göz kararıyla yapmış olduğumuz incelemenin sonucudur. Akış bölgesi içinde bir akış denklemine ihtiyaç olup, olmadığı konusu belirgin değildir. Şekil 2.25(b)'deki gibi daha zor bir problemi (eğimli bir temel üzerine oturan toprak dolgu barajı) ele alırsak, *F* noktasındaki hidrolik yükün bulunması öyle kolay olmayacaktır. Burada matematiksel çözüme başvurmak durumundayız; bunun için de akış denkleminin bilinmesi gerekmektedir.



Şekil 2.25 *xy* düzleminde iki adet dengeli sınır değeri problemi.

Çözüm yöntemleri başlıca beş gruba ayrılabilir: (1) görsel inceleme yoluyla çözüm, (2) grafik tekniklerle çözüm, (3) analog model ile çözüm, (4) analitik matematik tekniklerle çözüm ve (5) sayısal matematik tekniklerle çözüm. 5. Bölümde anlatılan akım ağı oluşturulması konusu sınır değeri problemlerinin grafik çözümüne örnek olarak verilebilir. Elektrik analog modelleri Altbölüm 5.2 ve 8.9'da tartışılmıştır. Nümerik çözümler Altbölüm 5.3 ve 8.8'de tanımlanan modern bilgisayar tekniklerinin temelini oluşturur.

Sınır değeri problemleri için en kolay çözümler analitik çözümlerdir. Kitabın sonuna doğru ele alınan standart yeraltı suyu teknikleri analitik çözümlere dayalıdır. Bu açıdan, kolay bir örneği incelemek faydalı olacaktır. Şekil 2.25(a)'daki sınır değeri problemini tekrar göz önüne alalım. Bunun analitik çözümü aşağıdaki gibidir:

$$h(x,y) = h_o - (h_o - h_1)\frac{x}{x_L} \tag{2-81}$$

Bu denklem, *AD* ve *BC* sınırlarına paralel olarak *ABCD* alanını kat eden eşpotansiyel çizgileri setinin denklemidir. Eşpotansiyel çizgiler *y* eksenine paralel olduğundan,

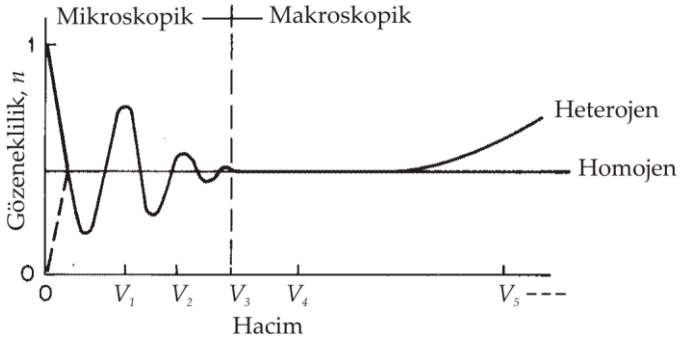
hidrolik yük (h) y'nin fonksiyonu değildir ve (2-81) eşitliğinin sağ tarafında y bulunmaz. E noktasında x/x_L=0,5'tir. Daha önce yaptığımız gibi h_o=100 m ve h_1=0 m alırsak, (2-81) eşitliğinden h_E'yi tam da umduğumuz şekilde 50 m olarak buluruz. Ek III'de *değişkenlerin ayırımı* tekniği (2-81) eşitliğinin analitik çözümünde kullanılmış ve sonucun akış denklemi ile sınır koşullarını sağladığı görülmüştür.

2.12 Darcy Yasası'nın Sınırlamaları

Darcy yasası hemen hemen tüm hidrojeolojik ortamlarda yeraltı suyu akışının doğru bir tanımını yapabilmektedir. Genelde Darcy yasası (1) doygun akışta ve doygun olmayan akışta, (2) dengeli rejim akışında ve dengesiz rejim akışında, (3) akiferlerdeki akışta ve akitardlardaki akışta, (4) homojen sistemlerdeki akışta ve heterojen sistemlerdeki akışta, (5) izotrop ortamdaki akışta ve anizotrop ortamdaki akışta ve (6) kayalardaki ve granüle malzemedeki akışlarda geçerlidir. Bu kitapta, nicel analizlerimizde Darcy yasasının geçerli bir temel olduğunu kabul edeceğiz. Bu ifadeye rağmen yine de Darcy yasasına dair teorik ve pratik sınırları incelemek gereklidir. Bunun için, ortam tanımımız ile ilgili varsayımlara bakmamız; mikroskopik ve makroskopik akış kavramlarını incelememiz; Darcy yasasının alt ve üst sınırlarını araştırmamız ve çatlaklı kayadaki akışla ilgili özel problemlere bakmamız gerekmektedir.

Darcy Sürekli Ortamı ve Temsilci Elementer Hacim

Altbölüm 2.1'de Darcy yasasının tanımında, gözenekli ortamı oluşturan gerçek taneler topluluğunun temsilci sürekli bir ortam ile yerdeğiştirmesi gerektiği ifade edilmişti. Daha ileri aşamada, bu ortam yaklaşımının mikroskopikten ziyade makroskopik ölçekte ele alındığı belirtilmişti. Darcy yasası bir makroskopik yasa ise, yasanın geçerli olduğu gözenekli ortam elementinin bir alt limiti olmalıdır. Hubbert (1940) bu konuyu incelemiş ve Şekil 2.26 yardımıyla *makroskopik* terimini tanımlamıştır. Bu diyagram, gözenekli ortamın gözenekliliğine dair kuramsal (hipotetik) bir grafik olup, gözenekli



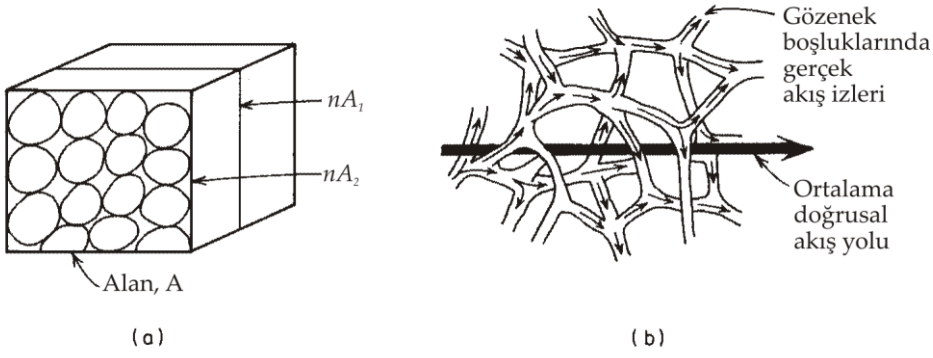
Şekil 2.26 Mikroskopik ile makroskopik alanlar ve temsilci elementer hacim V_3 (Hubbert, 1956; Bear, 1972'den).

ortamdaki bir *P* noktasından alınan örneklerin V_1, V_2, . . . gibi artan hacimlerinde ölçülen gözenekliliği temsil etmektedir. Bear (1972) Şekil 2.26'daki V_3'ü *temsilci elementer hacim* olarak tanımlamıştır. Bear bu hacmin tek bir gözenekten daha büyük bir hacim olması gerektiğini ifade etmiştir. Aslında bu kavram, ortam (continuum) yaklaşımı için gerekli anlamlı bir istatistik ortalamayı verecek yeterli sayıda gözenek içermelidir. Bu hacmin altında, *P* noktasındaki gözenekliliği temsil edecek bir tek değer bulunmamaktadır. Bu kitabın tamamında gözeneklilik, hidrolik iletkenlik ve sıkışabilirlik değerleri, temsilci elementer hacimden daha büyük numuneler üzerine yapılabilen ölçümlere işaret etmektedir. Daha pratik açıdan ifade etmek gerekirse, bu değerler alışılagelmiş zemin karotları üzerinde ölçülmüş değerleri ifade eder. Analiz ölçeğinin Şekil 2.26'daki V_5 gibi heterojen ortamda birden fazla katmanın hacmini içerdiği durumlarda ölçek bazen *megaskopik* olarak adlandırılır.

Altbölüm 2.11'de sunulan eşitliklerin her birinin geliştirilmesinde Darcy yasası kullanılmıştır. O halde, bu eşitlikleri içeren sınır değeri problemlerine dayalı analiz yöntemleri makroskopik ölçekte ve Darcy ortamı düzeyinde uygulanmalıdır. İzleyicilerin gözenekli ortamdaki hareketi gibi bazı yeraltı suyu problemleri vardır ki, bu ölçekte incelenmesi mümkün değildir. İşte bu nedenle, makroskopik Darcy ortamı için tanımlanmış Darcy hızı (veya özgül debi) ile gözenekli ortamın akışkan fazında mevcut olan mikroskopik hızlar arasındaki ilişkileri incelemek gerekmektedir.

Özgül Debi, Makroskopik Hız ve Mikroskopik Hız

Bear (1972)'ın yaptığı gibi, ilk iş olarak Altbölüm 2.5'de tanımlanan *hacimsel gözeneklilik* (*n*) ile birim hacimdeki herhangi bir enine kesit alanı için tanımlanan *alansal gözenekliliği* (n_A) birbirinden ayırırsak, geliştireceğimiz yöntem de daha sağlam bir temele oturmuş olacaktır. $n_A=A_V/A_T$ olup, burada A_V: gözeneklerin işgal ettiği alan ve A_T: toplam alandır. Şekil 2.27(a)'da görüldüğü gibi, verilen bir birim hacim içinde değişik enine kesitlerdeki alansal gözeneklilikler de n_{A1}, n_{A2}, . . . gibi farklı olacaktır. Hacimsel gözeneklilik pekçok alansal gözenekliliğin (n_{Ai}) bir ortalamasıdır.



Şekil 2.27 (a) Alansal gözeneklilik ve (b) ortalama doğrusal hız kavramları.

Herhangi bir enine kesit alanı (A) için *özgül debi* (v) (2.1) eşitliğinden aşağıdaki gibi tanımlanmaktadır:

$$v = Q/A$$

Hacimsel akış Q'nun kesit alanının tümüne (boşluklar ve katılarla beraber) bölündüğü bu durumda bulunan hız, makroskopik ortam yaklaşımı içindeki hız olarak bilinir. Akış olayı gerçekte kesit alanının sadece boşluklardan oluşan kısmı boyunca gerçekleşmektedir. A_1 kesit alanı için $\overline{v}_1 = Q/(n_{A_1} A_1)$ gibi bir hız tanımlaması yapabiliriz. Hacimsel akış burada akışın oluştuğu gerçek kesit alanına bölünmüştür. Değişik A_1, A_2. . . kesit alanları için $\overline{v}_1$, $\overline{v}_2$, . . . hızları tanımlamak mümkündür. Bunların ortalamasını $\overline{v}$ ile gösterirsek aşağıdaki sonuç elde edilir:

$$\overline{v} = \frac{Q}{nA} = \frac{v}{n} = \frac{-K}{n}\frac{\partial h}{\partial l} \tag{2-82}$$

$\overline{v}$ hızı için çok değişik isimler kullanılmaktadır. Biz *ortalama doğrusal hız* olarak kullanacağız. Bununla ilgili Q, n ve A makroskopik terimleri ölçülebilir olduğundan, $\overline{v}$'ın kendisi de ölçülebilmektedir. $\overline{v}$'ın gözeneklerde hareket eden su partiküllerinin ortalama hızı olmadığına dikkat edilmelidir. Bu gerçek mikroskopik hızlar, su partiküllerinin $\overline{v}$ ile temsil edilen doğrusallaştırılmış yoldan daha uzun düzensiz yolları kat etmek zorunda olduğundan, $\overline{v}$'dan genellikle daha büyüktür. Bu durum Şekil 2.27(b)'de şematik olarak gösterilmiştir. Gözenek kanallarında mevcut olan mikroskopik hızlar genellikle ilgi odağı değildir. Öyle olması da esasen bir avantajdır; çünkü bunların tanımlanması mümkün değildir. Bu kitapta ele alınan tüm durumlar için Darcy hızı (v) ile ortalama doğrusal hızın ($\overline{v}$) kullanımı yeterli olacaktır.

$\overline{v}$'ın daha ileri düzeyde incelenmesine temel oluşturması bakımından, bir yeraltı suyu kütlesinin kısa fakat önemli bir AB mesafesini kat etmesi için izleyici kullanılan bir deneyi göz önüne alınız. $\overline{v}$ genellikle kat edilen mesafenin geçen zamana oranı olarak tanımlanmaktadır. Buradaki mesafe, A'dan B'ye olan çizgisel uzunluk ve zaman da izleyicinin A'dan B'ye hareketi için geçen süredir. $\overline{v}$'ın bu kavramı çerçevesinde Nelson (1968) (2-82) eşitliğinden biraz daha farklı olan,

$$\overline{v} = \frac{Q}{\varepsilon nA} = \frac{v}{\varepsilon n} \tag{2-83}$$

eşitliğini önermiştir. Buradaki ε, gözenekli ortamın karakteristiklerine bağlı bir sabittir. Ellis vd. (1968)'nin nispeten üniform kumları kullanarak yaptığı laboratuvar deneylerinden alınan veriler ε'un değerlerinin genellikle 0,98 ile 1,18 arasında değiştiğini göstermektedir. Üniform olmayan kumlar ve diğer malzemeler için halihazırda belirlenmiş ε değerleri bulunmamaktadır. Yeraltı suyundaki izleyiciler ve kirlenme konusunda neredeyse evrensel bir şekilde, neden öyle varsayıldığı da tanımlanmadan, $\varepsilon = 1$ alınmaktadır. Böyle almakla granüle malzemede çok küçük bir

hata payı hesaba girebilir. Çatlaklı ortamda bu varsayımın geçerliliği çok daha düşüktür.

Darcy Yasasının Alt ve Üst Sınırları

Darcy ortamındaki özgül debide makroskopik ölçekte bir sınırlamaya gidilse bile Darcy yasasının uygulanabilirliğine dair sınırlamalar bulunabilir. Darcy yasası doğrusal bir yasadır. Bu durum her yerde geçerli olsaydı, özgül debi (v) – hidrolik eğim (dh/dl) grafiğinin eğimi, sıfır ile sonsuz arasındaki tüm hidrolik eğimler için düz bir çizgi olurdu. Granüler malzemedeki akışta bu doğrusal ilişkinin geçerliliği ile ilgili olarak en az iki durum söz konusudur. Bunlardan birincisi, çok düşük hidrolik eğime sahip çok düşük geçirgenlikli çökellerdeki akışla ilgili; ikincisi de yüksek geçirgenlikli çökellerdeki büyük akışlarla ilgilidir. Başka bir deyişle, Darcy yasasının geçerli olduğu aralığın alt ve üst sınırları olabilir. Gözenekli ortamdaki akış yasasının daha genel bir şekli şöyle ifade edilebilir:

$$v = -K\left(\frac{dh}{dl}\right)^m \tag{2-84}$$

Çoğu durumlarda olduğu gibi m=1 olursa, akış da doğrusal olur ve Darcy yasası olarak adlandırılır. $m \neq 1$ olursa akış doğrusal olmaz ve Darcy yasası olarak adlandırılamaz.

Düşük geçirgenlikli ince taneli zeminler için laboratuvar gözlemlerine dayalı olarak bir eşik hidrolik eğim olduğu söylenebilir. Bundan daha düşük hidrolik eğimde akış meydana gelmez. Swartzendruber (1962) ve Bolt ve Groenevelt (1969) bununla ilgili gözlemleri değerlendirmiş ve bu olayın açıklanmasına dair öne sürülen hipotezlerin bir özetini vermişlerdir. Bugün itibariyle mekanizma hakkında bir görüş birliği oluşmamıştır. Deneysel gözlemler ile ilgili olarak da halen birtakım sorular bulunmaktadır. Eğimin muhtemelen eşik değerinde olduğu düşünülen durumlarda bu olayın fazla bir önemi yoktur ve böyle durumlarda akış oranları son derece küçüktür.

Darcy yasasının geçerlilik aralığında daha büyük pratik öneme sahip olanı üst sınırıdır. Darcy yasasının çok büyük akış oranlarında geçerliliğini yitirdiği uzun zamandır bilinmekte ve kabul edilmektedir (Rose, 1945; Hubbert, 1956). Bu gözlem ayrıntılı olarak Todd (1959) ve Bear (1972) tarafından incelenmiştir. Üst sınır genellikle *Reynolds sayısı* (R) ile tanımlanmaktadır. Akış sırasındaki ataletin viskoz kuvvetlere oranı olarak tanımlanan Reynolds sayısı boyutsuz bir sayıdır. Düşük hızlardaki *laminer akış* ile yüksek hızlardaki *çalkantılı akış* arasındaki farkı ayırt etmede ve daha çok akışkanlar mekaniğinde kullanılmaktadır. Gözenekli ortamdaki akış için Reynolds sayısı,

$$R_e = \rho v d/\mu \tag{2-85}$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Bağıntıdaki ρ ve μ akışkanın yoğunluğu ve viskozitesi, v: özgül debi ve d: gözenekli ortam için temsilci bir uzunluk boyutudur. Bu parametre; gözenek çapı, ortalama tane boyu veya geçirgenliğin (k) karekökü gibi çok değişik

şekillerde kullanılmaktadır. Bear (1972) deneysel kanıtları "ortalama tane çapına dayalı Reynolds sayısı 1 ile 10 arasında bir değerin dışına çıkmadığı sürece Darcy yasası geçerlidir" ifadesiyle özetlemiştir (s. 126). Reynolds sayılarının bu değer aralığında granüle ortamdaki akışların tümü laminerdir.

Karstik kireçtaşı ve dolomitler ile büyük boşluklu volkanik kayalardaki akış oranlarının Darcy yasasının üst sınırını aştığı durumlara çokça rastlanır. Darcy akış hızlarının henüz taşlaşmamış birimlerde ve granüle malzemede aşıldığı durumlar çok enderdir. Çatlaklı kayaların durumu özel olduğundan ayrıca ele alınacaktır (çatlaklı kaya terimini eklem, fisür, yarık ve benzeri doğal süreksizlikler tarafından daha geçirgen hale getirilen kayalar için kullanacağız).

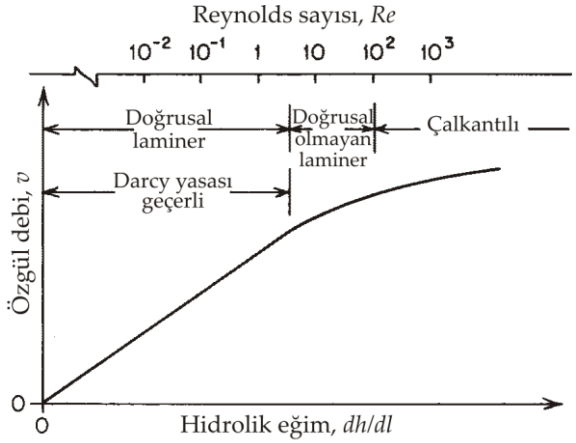
Çatlaklı Kayalarda Akış

Çatlaklı kayalardaki akışın analizi münferit çatlaklardaki akış hidroliğine dayalı olarak ya (bu noktaya kadar yaptığımız gibi) *sürekli ortam* (continuum) veya *süreksiz ortam kavramıyla* (noncontinuum) yapılabilir. Granüle ortam için yapıldığı gibi, sürekli ortam yaklaşımında çatlaklı ortam yerine hidrolik iletkenlik, gözeneklilik ve sıkışabilirlik değerlerinin alansal olarak tanımlanabildiği temsilci bir ortamın kullanılması gerekir. Bu yaklaşım, çatlaklı ortamdaki hidrolik davranışın granüler gözenekli ortamdakine benzeyecek şekilde, çatlakların çok sık olduğu her durumda geçerlidir. Çatlaklı ortam için öngörülen temsilci elementer hacim granüle ortamdan çok büyük olsa da kavram olarak aynıdır. Belirli bir yönde çatlak arası mesafelerin düzensizlik göstermesi halinde ortamda eğilimli heterojenlik söz konusu olur. Çatlak arası mesafelerin bir yönde diğer yöne göre farklılık göstermesi durumunda ortamda anizotropi söz konusudur. Snow (1968, 1969) pekçok çatlak-akış probleminin Darcy yasasını kullanan standart gözenekli ortam teknikleri ve bir anizotrop iletkenlik tansörü vasıtasıyla çözülebileceğini göstermiştir.

Çatlak yoğunluğunun çok düşük olduğu durumlarda akış analizini münferit fisürlerde yapmak gerekebilir. Kaya mekaniği analizlerinin, münferit kritik çatlaklardaki su basıncı artışının kaya şevleri ve yeraltı açıklıklarında yenilmeye işaret ettiği jeoteknik uygulamalarda bu yaklaşımdan yararlanılmaktadır. Analiz yöntemleri Navier-Stokes denklemleri içinde yer alan akışkanlar mekaniği prensiplerine dayanmaktadır. Bu yöntemler burada tartışılmayacaktır. Wittke (1973) bunların giriş düzeyinde bir değerlendirmesini yapmıştır.

Sınırlama konusunda sadece sürekli ortam yaklaşımını kullansak bile, çatlaklı kayadaki akışın analizi ile ilgili olarak göz önünde bulundurulması gereken başka problemler de vardır. Bunlardan birincisi, yarık genişliği büyük olan çatlaklı kayalardaki Darcy yasasına uymayan akış konusudur. Sharp ve Maini (1972)'de çatlaklı kayadaki doğrusal olmayan akış prensibini destekleyen laboratuvar verilerini bulmak mümkündür. Wittke (1973), doğrusal laminer aralık (Darcy aralığında), doğrusal olmayan laminer aralık ve çalkantılı aralık için ayrı akış prensiplerinin tanımlanması gerektiğini önermiştir. Şekil 2.28'de bu kavramlar özgül debi – hidrolik eğim ilişkisi şeklinde şematik olarak bir eğri üzerinde görülmektedir. Kayalardaki geniş çatlaklarda özgül debi ve Reynolds sayısı yüksek, hidrolik eğimler genellikle

1'den küçük ve (2-84) eşitliğindeki m üssü 1'den büyüktür. Bu şartlar, Şekil 2.28'deki eğrinin aşağı doğru bükülmesine neden olur.



Şekil 2.28 Darcy yasası geçerlilik aralığı.

İkinci problem, üç boyutlu gerilme alanının ve kayadaki üç boyutlu akışkan akışının etkileşimi ile ilgilidir. Bu iki alanın eşleşmesi için gerekli genel teori Altbölüm 2.11'de tartışılmış ve gözenekli ortamdaki akışla ilgili olarak Biot (1941, 1955)'ın klasik çalışmasına atıfta bulunulmuştu. Çatlaklı kayadaki akışta ise durum daha karmaşıktır. Çatlaklı kayanın gözenekliliği çok düşük olduğundan, gerilme değişimlerinin yarık genişliğinde neden olduğu genişleme ve daralmalar hidrolik iletkenliğin (K) değerini etkilemektedir. Bu durumda, akışkan basıncı $p(x,y,z,t)$ veya hidrolik yük $h(x,y,z,t)$ ile efektif gerilme $\sigma_e(x,y,z,t)$ arasındaki etkileşim, K'nin da $K(\sigma_e)$ fonksiyonu şeklinde hesaba katılmasıyla daha da karmaşık bir hal almaktadır. Böyle sistemlerin analizi ile $K(\sigma_e)$ fonksiyonunun deneysel olarak tanımlanması konusu, kaya mekaniğinde ve yeraltı suyu hidrolojisinde halen devam ede gelen bir araştırma konusudur.

Çok sayıda araştırmacı yeraltı suyu teorilerinin kaya mekaniğindeki uygulaması ile ilgili olarak, çatlak gözenekliliği (n_f) ve çatlaklı kayaların hidrolik iletkenliği (K) ile çatlak geometrisi arasında matematiksel ilişkiler önermiştir. Snow (1968), çatlak arası mesafenin b olduğu bir dizi paralel düzlemsel çatlak sisteminde; kaya mostrasında birim mesafe içinde N sayıdaki çatlak için $n_f = Nb$ ve,

$$K = \left(\frac{\rho g}{\mu}\right)\left(\frac{Nb^3}{12}\right) \tag{2-86}$$

veya,

$$k = \frac{Nb^3}{12} \tag{2-87}$$

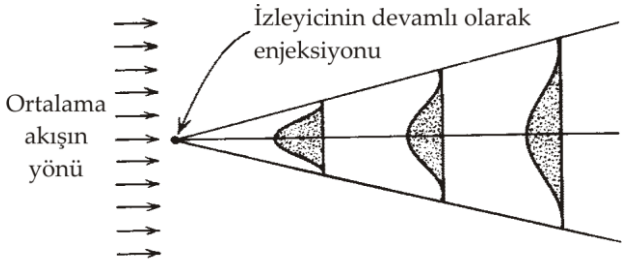
ilişkilerine işaret etmiştir. Bağıntıdaki k, kayanın geçirgenliğidir. N ve b'nin boyutları sırasıyla $1/L$ ve L; k'nin ki de bunun bir doğal sonucu olarak L^2'dir. (2-86) eşitliği bir düzlemsel çatlak takımı içindeki akışın hidrodinamiğine dayanmaktadır. Darcy yasası doğrusal akış aralığında geçerli olup, Darcy ortamı gibi davranan bir kaya bloğuna uygulanmalıdır. (2-87) eşitliği ile hesaplanan geçirgenlik (k), hidrolik olarak çatlaklı kayaya eşdeğer gözenekli ortamın geçirgenliği gibi düşünülebilir.

Snow (1968), benzer çatlaklardan oluşan bir küp sisteminin, gözenekliliği $n_f = 3Nb$ ve geçirgenliği de her çatlak sisteminin katkıda bulunacağı değerin iki katı olan $k = Nb^3/6$'ye eşit olan izotrop bir sistem oluşturacağını belirtmiştir. Snow (1969) ayrıca çatlak aralığının yönlere bağlı olarak değiştiği üç boyutlu çatlak geometrisinin anizotrop geçirgenlik tansörü ile gözeneklilik arasında ilişki kuran bağıntılar geliştirmiştir. Sharp ve Maini (1972) çatlaklı anizotrop kayaların hidrolik özelliklerine dair ayrıntılı bilgiler vermiştir.

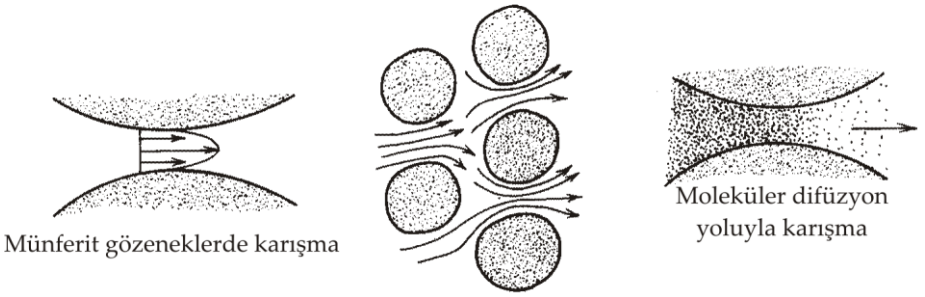
2.13 Hidrodinamik Dispersiyon

Yeraltı suyu akış sistemlerinin incelenmesinde, akış rejiminin 'çözünen' (solute) adı verilen çözünmüş maddeleri taşıma yeteneği açısından değerlendirilmesine, giderek daha çok ağırlık verilmektedir. Çözünmüş maddeler doğal bileşenler, yapay izleyiciler veya kirleticiler olabilir. Çözünenlerin akan yeraltı suyunun akan kütlesi ile taşınma işlemine *adveksiyon* denir. Reaksiyona girmeyen çözünen, çekime bağlı olarak suyun ortalama doğrusal hızı $\overline{v}$ 'a eşit bir hızda taşınmaktadır. Ancak, çözünenler, akış sisteminin adveksiyon hidroliğine göre takip etmeleri beklenen akış yolunun dışına yayılma eğilimindedir. Bu yayılma olayı *hidrodinamik dispersiyon* olarak adlandırılır ve bu olay çözünenin seyrelmesine neden olur. Akışkan adveksiyonu sırasındaki mekanik karışmadan ve çözünen partiküllerinin termal-kinetik enerjisine bağlı olan moleküler difüzyondan dolayı oluşmaktadır. Sadece düşük hızlarda önemli olan bir dispersiyon süreci olan difüzyon Altbölüm 3.4'de tanımlanmıştır. Burada üzerinde durduğumuz, tamamen akışkanın hareketinden ileri gelen dispersiyondur. Bu işleme *mekanik dispersiyon* (veya *hidrolik dispersiyon*) denilmektedir. Şekil 2.29'da bu saçılım sürecinin homojen, granüler bir ortamdaki şematik örneği görülmektedir.

Mekanik dispersiyon en iyi şekilde mikroskopik süreçlerde gözlenebilir. Mikroskopik ölçekte dispersiyona neden olan üç mekanizma vardır (Şekil 2.30). Bunlardan birincisi münferit gözenek kanallarında meydana gelmektedir. Çünkü, gözenek yüzeyindeki pürüzlülüğünün akışkana uyguladığı sürtünme, gözeneğin değişik noktalarında farklıdır ve bu da su moleküllerinin hareket hızlarında farklılıklara yol açmaktadır. İkincisi, su moleküllerinin takip ettiği akış izleri boyunca kat ettiği gözeneklerdeki boyut farklılığından ileri gelmektedir. Münferit gözenek kanallarındaki su hacmine kıyasla yüzey alanı ve pürüzlülükteki farklılıklardan dolayı, farklı gözenek kanallarında farklı akışkan kütlesi hızları söz konusudur. Üçüncü tür saçılma süreci de gözenekle kanallarının kavisliliği, çatallanması ve parmaklanması ile ilgilidir. Çözünenlerin kütle akış yönündeki saçılmasına *boyuna dispersiyon* denir. Çözünenin akışa dik yönlerdeki saçılmalarına *enine dispersiyon* denir. Boyuna dispersiyon normalde enine dispersiyondan çok daha etkindir.



Şekil 2.29 Granüle gözenekli ortamda mekanik dispersiyonun neden olduğu sulanma sürecinin şematik temsili.



Şekil 2.30 Mikroskopik ölçekte dispersiyon süreçleri.

Dispersiyon bir karışma işlemidir. Nitel olarak, yüzey suları rejimindeki çalkantıya benzer bir etkiye sahiptir. Gözenekli ortam için ortalama doğrusal hız ve boyuna dispersiyon kavramları birbiriyle çok yakından ilişkilidir. Boyuna dispersiyonda bazı su molekülleri ve çözünen molekülleri ortalama doğrusal hızdan daha hızlı hareket ederken, bazıları daha yavaş hareket eder. Bu nedenle, çözünenler akış yönüne dik yönde saçılır ve konsantrasyonları da azalır.

Laboratuvarda yapılan izleyici deneylerinde ölçülebilen tek dispersiyon makroskopik ölçekte gözlenebilen dispersiyondur. Bu makroskopik sonucun, yukarıda tanımlanan mikroskopik süreçler vasıtasıyla geliştiği kabul edilmektedir. Bazı araştırmacılar, mikroskopik ölçektekine ek olarak makroskopik ölçekteki heterojenliklerin de dispersiyona yol açabileceğine inanmaktadır. Makroskopik dispersiyon kavramı henüz tam anlaşılabilmiş değildir. Saçılımla ilgili süreçler daha ileri düzeyde 9. Bölümde ele alınmıştır.

Önerilen Kaynaklar

BEAR, J. 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. American Elsevier, New York, pp. 15-24, 52-56, 85-90, 122-129, 136-148.

HUBBERT, M. K. 1940. The theory of groundwater motion. J. Geol., 48, pp. 785-822.

JACOB, C. E. 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 2, pp. 574-586.

MAASLAND, M. 1957. Soil anisotropy and land drainage. *Drainage of Agricultural Lands* ed. J. N. Luthin. American Society of Agronomy, Madison, Wisc., pp. 216-246.

SKEMPTON, A. W. 1961. Effective stress in soils, concrete and rocks. *Conference on Pore Pressures and Suction in Soils*. Butterworth, London, pp. 4-16.

STALLMAN, R. W. 1964. Multiphase fluids in porous media – a review of theories pertinent to hydrologic studies. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 411E.*

VERRUIJT, A. 1969. Elastic storage of aquifers. Flow Through Porous Media, ed. R. J. M. De Wiest. Academic Press, New York, pp. 331-376.

Problemler

1. Aşağıdaki arazi notları tek bir sahada, yan yana dizili teleskobik piyezometrelerden derlenmiştir:

Piyezometre	a	b	c
Yüzey kotu (o.d.s.'nden m)	450	450	450
Piyezometre derinliği (m)	150	100	50
Su tablasına derinlik (m)	27	47	36

   a, *b* ve *c* piyezometreleri yerine *A*, *B* ve *C* noktaları ölçüm noktalarını kullanalım. Aşağıda istenenleri hesaplayınız:

   (a) *A*, *B* ve *C*'deki hidrolik yük (m).
   (b) *A*, *B* ve *C*'deki basınç yükü (m).
   (c) *A*, *B* ve *C*'deki kot yükü (m).
   (d) *B*'deki akışkan basıncı (N/m^2).
   (e) *A* ile *B* ve *B* ile *C* noktaları arasındaki hidrolik eğimler. Akış yönü bu verilerle işaret edilen hidrojeolojik durumu kavrayabildiniz mi?

2. Yan yana dizilmiş fakat farklı derinliklere nüfuz eden, su seviyeleri aynı olan üç piyezometrenin gerçekte arazi durumunu ifade eden iki diyagram çiziniz.

3. 1000 m aralıklarla yerleştirilen üç piyezometrenin üçü de aynı yatay akiferin tabanına kadar inmektedir. *A* piyezometresi *B* piyezometresinin güneyinde; *C* piyezometresi de *AB* çizgisinin doğusunda bulunmaktadır. *A*, *B* ve *C*'nin yüzey kotları sırayla 95, 110 ve 135 m'dir. Su tablasına derinlik *A*'da 5 m, *B*'de 30 m ve *C*'de 35 m'dir. *ABC* üçgenindeki yeraltı suyu akışının yönünü belirleyiniz ve hidrolik eğimi hesaplayınız.

4. $\Phi = gz + p/\rho$ eşitliği üzerinde bir boyut analizi yaparak akışkan potansiyelinin (Φ) bir enerji terimi olduğunu gösteriniz. Bu işlemi hem SI hem de FPS birim sistemi için yapınız.

5. Üst üste bulunan üç formasyonun her birinin kalınlığı 25 m'dir. Bu istifte, tavanda h=120 m ve tabanda h=100 m olacak şekilde sabit hızlı düşey bir akış sistemi oluşturulması halinde, istifteki iki ara yüzey için h'yi hesaplayınız. En üstteki

formasyonun hidrolik iletkenliği 0,0001 m/s; ortadakininki 0,0005 m/s ve en alttakininki de 0,0010 m/s'dir.

6. Bir jeolojik birimin (petrol akışı için bir petrol şirketi tarafından tanımlanan) geçirgenliği 1 darcy'dir. Su akışı için bu birimin hidrolik iletkenliği kaçtır? Cevabınızı m/s ve gal/gün/ft^2 cinsinden veriniz. Bu, ne çeşit bir kaya olabilir?

7. (a) Bir istifte homojen, izotrop ve yatay konumda, her biri 5 m kalınlığında dört jeolojik birim vardır. Bunların hidrolik iletkenliği sırayla 10^{-4}, 10^{-6}, 10^{-4} ve 10^{-6} m/s ise, eşdeğer homojen fakat anizotrop bir birim için hidrolik iletkenliğin yatay ve düşey bileşenlerini hesaplayınız.

   (b) Bu işlemleri 10^{-4}, 10^{-8}, 10^{-4} ve 10^{-8} m/s ve 10^{-4}, 10^{-10}, 10^{-4} ve 10^{-10} m/s için tekrarlayınız. Bu üç grup hesaplamanın sonuçlarını katmanlı heterojenlik ve eşdeğer anizotropi için bir tablo halinde gösteriniz.

8. (a) Boşluk oranı ile gözenekliliğin hacimsel tanımlamalarından hareketle (2-40) eşitliğini elde ediniz.

   (b) Aynı örnek üzerinde ölçülen gözeneklilik, boşluk oranından daha büyük olabilir mi?

9. Su içeriği ölçümü yapılan bir sahada zemin yüzeyinin kotu 300 cm'dir. Zemin bir kuru kum olup, doygun olmayan haldeki özellikleri Şekil 2.13'deki kuruma eğrileri ile temsil edilmektedir. Aşağıda verilen şartlarda 200 cm derinlik için su içeriği, basınç yükü ve hidrolik yükün derinliğe bağlı düşey profilini (Şekil 2.12'deki gibi) sayısal olarak doğru şekilde çiziniz:

   (a) Su içeriği tüm zemin profili için %20'dir.
   (b) Basınç yükü tüm zemin profili için –50 cm'dir.
   (c) Hidrolik yük tüm zemin profili için 150 cm'dir (statik durum).

   Tüm profilde (a) ve (b) durumları için hidrolik eğimleri ve akış oranlarını hesaplayınız. Su tablasına olan derinliği (c) durumu için hesaplayınız.

10. Basınç yüzeyinin bölgesel ölçekteki eğiminin 7 m/km olduğu durumda, iletimlilik katsayısı T=0,002 m^2/s olan bir basınçlı akifer için yeraltı suyu boşalımının doğal hızını hesaplayınız.

11. $S=\rho g b(\alpha + n\beta)$ bağıntısında depolama katsayısının boyutsuz olduğunu gösteriniz.

12. (a) Bir yatay akifer 50 ft kalınlığındaki doygun bir kil katmanı ile üstten sınırlıdır. Kilin birim ağırlığı (veya kuru birim ağırlığı) 120 lb/ft^3'tür. Suyun birim ağırlığı 62,4 lb/ft^3'tür. Akiferin en üst seviyesindeki toplam gerilmeyi hesaplayınız.

    (b) Akiferdeki basınç yükü 100 ft ise, akiferdeki efektif gerilmeyi hesaplayınız.

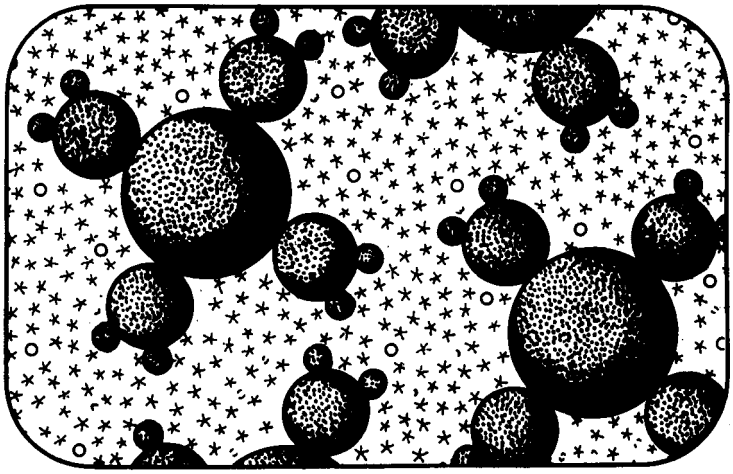
    (c) Akiferden pompajla su alınarak akiferin herhangi bir yerinde hidrolik yükün 10 ft azaldığı bir durumda, basınç yükü, akışkan yükü, efektif gerilme ve toplam gerilmedeki değişimler ne kadar olacaktır?

(d) Akiferin sıkışabilirliği 10^{-6} ft^2/lb ve kalınlığı da 25 ft ise, (c) şıkkındaki yük azalımına bağlı olarak akiferde ne kadar kompaksiyon meydana gelir?
(e) Akifer gözenekliliği 0,3 ve hidrolik iletkenlik de 10 gal/gün/ft^2 ise, akiferin iletimlilik ve depolama katsayılarını hesaplayınız. Suyun sıkışabilirliği 2,1 x 10^{-8} ft^2/lb'dir.

13. Tanımlamalar sırasında veya basınç yüzeyi, geçirgenlik ve yeraltı suyu akış hızı gibi klasik yeraltı suyu terimlerinin kullanımı sırasında karşılaşılan problemleri gözden geçiriniz.

BÖLÜM 3

Kimyasal Özellikler ve İlkeler



Yeraltı suyunun endüstride, tarımda ve konutlarda kullanılabilirliğini, içerdiği kimyasal ve biyokimyasal bileşenler belirlemektedir. Sudaki çözünmüş bileşenler suyun jeolojik tarihçesi, dolaştığı kaya veya zemin kütleleri üzerinde nasıl etkili olduğu, derinlerdeki maden yatakları ve hidrolojik döngü içinde suyun kökeni hakkında ipuçları verir. Yeraltı suyu kuşağındaki kimyasal süreçler jeolojik malzemelerin dayanımını etkileyebilmekte; bunların teşhis edilmediği yerlerde şevlerin, barajların, maden ocaklarının ve insanlık için önemli diğer yapıların yenilmelerine neden olabilmektedir. Endüstriyel, tarımsal ve kentsel atıkların yer yüzeyinde veya yeraltında depolanması konusu giderek yaygınlaşmaktadır. Bu uygulama şeklinin güvenli mi yoksa tehlikeli mi olacağı konusu önemli ölçüde yeraltı suyu kuşağındaki kimyasal ve mikrobiyolojik süreçlere bağlıdır. Yeryüzünün morfolojik evrimine dair çalışmalarda hakim faktörlerin mekanik erozyon, termal genişleme ve büzülme, don etkisi ve yamaç hareketleri gibi fiziksel süreçler olduğu varsayımları sıkça yapılmaktadır. Ancak, daha yakından bakıldığında, bunları kontrol eden etkilerin yeraltı suyundaki kimyasal süreçler olduğu görülmüştür.

Bu bölümün amacı, yeraltı suyu ortamındaki çözünmüş maddelerin davranışını kontrol eden jeokimyasal özellikleri ve ilkeleri tanıtmaktır. Doğal suların belirgin kimyasal özelliklerinin incelenmesi ve yorumlanması daha kapsamlı olarak Hem (1970) ile Stumm ve Morgan (1970) tarafından yapılmıştır. Bu bölümde tanımlanan çoğu jeokimyasal ilkeler denge kavramlarına dayanmaktadır. 7. Bölümde açıklanan örnekler, yeraltı suyu kuşağındaki hidrokimyasal süreçlerin kimyasal dengeye doğru yavaşça ilerlerken, çok azının kimyasal dengeye ulaşabildiğini göstermektedir. Okuyucu bazı durumlarda denge yaklaşımlarının kullanılabilirliğinden şüpheye düşebilir. Bununla birlikte, kimyasal süreçlerdeki sınır koşullarını belirleme avantajlarından dolayı denge kavramları veya modellerinin önemi büyüktür. Gözlenen hidrokimyasal şartlar ile hesaplanan denge şartları arasındaki farklılıklar sistemin davranışı hakkında bir fikir verebilir ve hiç değilse uygun sorunların tartışılabileceği nicel bir çerçeve sağlar.

3.1 Yeraltı Suyu ve Kimyasal Bileşenleri

Su ve Elektrolitler

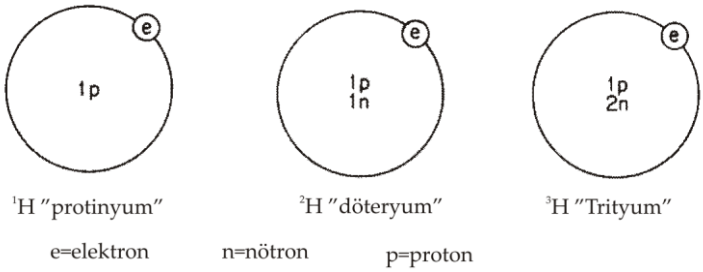
Su, iki hidrojen atomunun bir oksijen atomu ile birleşmesiyle meydana gelir. Oksijen atomu hidrojen atomlarına simetrik olmayan 105^0'lik açı ile bağlanmıştır. Simetrik olmayan bu düzenleme şekli, moleküle polar özellik kazandıran elektrik yükü yüklenmesine yol açmaktadır. Akışkan haldeki su, H_2O veya HOH formülü ile gösterilmesine karşın, aralarında hidrojen bağı bulunan HOH moleküllerinin bir araya geldiği molekül gruplarından oluşmaktadır. Her grup veya molekül kümesinin ortalama olarak 0 ^{0}C'de 130 molekül; 20 ^{0}C'de 90 molekül ve 72 ^{0}C'de 60 molekül içerdiği tahmin edilmektedir (Choppin, 1965). 20 ^{0}C'daki kümenin yaklaşık formülü $H_{180}O_{90}$'dır.

Su, katı (buz) haldeki yoğunluğu sıvı haldeki (su) yoğunluğundan daha küçük olması bakımından sıra dışıdır. Sıvı halde iken maksimum yoğunluğa 4 ^{0}C'de erişilir. Bundan daha düşük sıcaklıklarda önemli bir yoğunluk azalımı söz konusudur.

Tüm kimyasal elementlerin iki veya daha çok izotopu vardır. Bu kitapta sadece faydalı hidrolojik veya kimyasal bilgi sağlayan izotoplar üzerinde duracağız. H_2O formülü hem yapısal bakış açısından kaba bir sadeleştirme hem de atomik bakış açısından bir basite indirgemedir. Tablo 3.1'de doğal suyu oluşturan altı çekirdeğin ve hidrojen izotoplarının atomik karakterleri liste halinde verilmiştir. Hidrojen izotoplarının atomik doğası ise Şekil 3.1'de şematik olarak sunulmuştur. Bu çekirdeklerle H–O–H'nin 18 değişik birleşimi elde edilebilir. $^2H_2{}^{16}O$, $^1H_2{}^{18}O$ ve $^3H_2{}^{17}O$ suyu oluşturan moleküllerin birkaç örneği olup, bunların en yaygın şekli $^1H_2{}^{16}O$'dur. Tablo 3.1'deki altı hidrojen ve oksijen izotopundan beşi kararlı olup, trityum olarak bilinen ^3H ise yarı ömrü 12,3 yıl olan radyoaktif bir izotoptur.

Tablo 3.1 Oksijen, hidrojen ve radyoaktif karbonun doğal izotopları ve hidrolojik döngü suyunda göreceli bollukları.

İzotop	Göreceli bolluk (%)	Türü
^1H Protiyum	99,984	Kararlı
^2H Döteryum	0,016	Kararlı
^3H Trityum	$0 - 10^{-15}$	Radyoaktif, yarı ömrü 12,3 yıl
^{16}O Oksijen	99,76	Kararlı
^{17}O Oksijen	0,04	Kararlı
^{18}O Oksijen	0,20	Kararlı
^{14}C Karbon	<0,001	Radyoaktif, yarı ömrü 5730 yıl

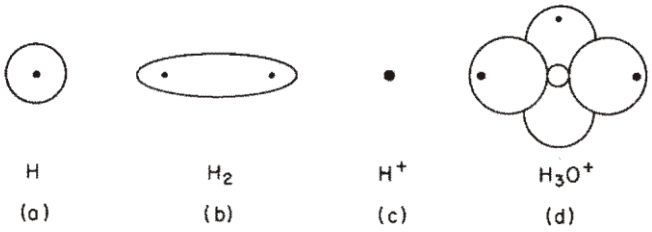


Şekil 3.1 Hidrojenin izotopları.

Saf su birleşmiş molekül şeklinin yanı sıra iyonik haldeki hidrojen ve oksijen de içerir. İyonlar suyun ayrışmasıyla oluşmaktadır:

$$H_2O \approx H^+ + OH^- \qquad (3\text{-}1)$$

Buradaki artı ve eksi işaretleri iyon türlerinin yüklerini ifade etmektedir. Şekil 3.2'de görüldüğü gibi hidrojen çok değişik şekillerde bulunabilmektedir. Sudaki hidrojenin iyonik formu kimyasal denklemlerde H^+ şeklinde ifade edilse de normaldeki şekli H_3O^+ şeklindedir. H_3O^+ formu, oksijenin dört elektron bulutu çiftiyle kuşatılmış bir hidrojen çekirdeğini temsil eder. Yeraltı suyu–mineral etkileşimi üzerinde yapılan tartışmalarda *proton transferi* olarak bilinen süreç, fazlar veya bileşenler arasında bir H^+ aktarımına işaret eder.



Şekil 3.2 Hidrojenin göreceli ölçeğe göre çizilmiş dört formu. (a) Hidrojen atomu; bir proton ile bir elektron. (b) Hidrojen molekülü; iki elektrondan oluşan bir bulutla iki ayrı proton. (c) Hidrojen çekirdeği veya H^+; bir proton. (d) Hidronyum iyonu; dört elektron bulutu çiftinden oluşan oksijen; üçü H_3O^+ ile protonlanmıştır.

Su, çoğu tuzlar ve bazı organik maddeler için çözücüdür. Su, dielektrik sabitinin çok yüksek ve moleküllerinin hidrolize iyonlar oluşturmak üzere iyonlarla birleşme eğiliminde olması nedeniyle, tuzları çözmede çok etkindir. Birçok maddedeki iyonların ısıl uyarılması, suyla kuşatıldığı zaman ortaya çıkan nispeten zayıf yük çekimini yenecek kadar büyük olduğu için, çok sayıdaki iyonun çözünerek sulu çözeltiye geçmesine yol açar. Sulu çözeltideki iyonların kararlılığı hidratize iyonların

oluşmasıyla arttırılmış olur. *Katyon* olarak bilinen her pozitif yüklü iyon, polar su moleküllerinin negatif uçlarını çekerek birkaç molekülü nispeten kararlı bir düzenlemeyle bağlar. Bir katyona bağlanan su moleküllerinin sayısı katyonun büyüklüğüne bağlı olarak belirlenir. Meselâ, küçük bir Be^{+2} katyonu, $Be(H_2O)_4^{+2}$ hidratize iyonunu oluşturur. Mg^{+2} veya Al^{+3} gibi büyük katyonların $Mg(H_2O)_6^{+2}$ ve $Al(H_2O)_6^{+3}$ gibi hidratlaşmış şekilleri vardır. *Anyon* olarak bilinen negatif türlerin hidratlaşma eğilimi çok daha azdır. Bu durumda, anyonlar polar su moleküllerinin pozitif uçlarını çeker. Hidratlaşmış iyonların boyutları, yeraltı suyu ortamında oluşan çoğu kimyasal süreçler açısından önemlidir.

Yeraltı suyu ile içinden geçtiği jeolojik formasyonlar arasındaki kimyasal ve biyokimyasal etkileşimlerin ve bir ölçüde de atmosfer ile yerüstü su kütlelerinin katkıları sonucu, yeraltı suyunda değişik konsantrasyonlarda çok çeşitli çözünmüş inorganik kimyasal bileşenler bulunmaktadır. Yeraltı suyundaki toplam çözünmüş katı madde konsantrasyonu (TÇK), belirli hacimdeki süzülmüş suyun kuruyana kadar buharlaştırılmasından geriye kalan katı madde tartılarak belirlenir. Katı kalıntı çok az miktarda organik madde içerse de tamamen inorganik bileşenlerden oluşur. Yeraltı suyundaki TÇK konsantrasyonlarının değişim aralığı çok geniş olup, logaritmik olarak birkaç şiddet mertebesinde olabilmektedir. Yeraltı sularının TÇK'ya göre basit fakat çok kullanılan bir sınıflaması Tablo 3.2'de verilmiştir. Konsantrasyon aralığı dikkate alındığında 2000-3000 mg/*l*'den daha fazla TÇK içeren sular genellikle içilemeyecek kadar tuzludur. Deniz suyunun TÇK değeri ortalama olarak 35.000 mg/*l*'dir.

Tablo 3.2 Toplam çözünmüş katı (TÇK) değerine göre yeraltı suyunun basit sınıflaması.

Kategori	Toplam çözünmüş madde (mg/*l* veya g/m^3)
Tatlı su	0 – 1000
Acı su	1000 – 10.000
Tuzlu su	10.000 – 100.000
Aşırı tuzlu su	>100.000

Majör ve minör çözünmüş bileşenlerin hemen hepsinin iyonlaşmış halde bulunduğu yeraltı suyu bir elektrolit çözeltisi olarak düşünülebilir. Toplam çözünmüş iyonik bileşenlerin genel göstergesi, elektrik akımı uygulandığında suyun iletkenliğinin ne olduğunun belirlenmesidir. Genellikle elektriksel iletkenlik olarak bilinen bu özellik, bir yüzeyi 1 cm^2 olan bir küp suyun iletkenliğini ifade eder. Elektriksel direncin tersi olan bu özelliğin SI sisteminde birimi siemens (S) veya mikrosiemendir (μS). Daha önce bu birimler milimhos ve micromhos olarak kullanılmaktaydı. Değerler aynı olup, sadece simgeler değişmiştir. Yeraltı suyunun iletkenliği yağmur suyu kadar tuzsuz sularda 100 microsiemens'den daha az iken, derin sedimenter havzalardaki aşırı tuzlu sularda yüzbin microsiemensler mertebesindedir.

Yeraltı suyunda bulunan inorganik maddeler Tablo 3.3'de sınıflandırılmıştır. Konsantrasyon sınıfları sadece genel amaçlı olarak verilmiştir. Bazı yeraltı sularında bu konsantrasyon değerleri aşılabilir. Tablo 3.3'deki majör bileşenler genellikle iyonik

halde bulunur ve *majör iyonlar* olarak Na^{+}, Mg^{+2}, Ca^{+2}, Cl^{-}, HCO_3^{-}, SO_4^{-2} iyonları bilinir. Bu altı majör iyonun toplam konsantrasyonu, suyun deniz suyundan daha tuzlu veya seyreltik olduğuna bakmaksızın, normalde sudaki toplam çözünmüş katıların %90'dan fazlasını oluşturmaktadır. Yeraltı suyundaki majör, minör ve iz inorganik

Tablo 3.3 Yeraltı suyundaki çözünmüş inorganik bileşenlerin sınıflanması.

Majör bileşenler (5 mg/*l*'den büyük)	
Bikarbonat	Silisyum
Kalsiyum	Sodyum
Klorür	Sülfat
Magnezyum	Karbonik asit
Minör bileşenler (0,01 – 10,0 mg/*l*)	
Bor	Nitrat
Karbonat	Potasyum
Florür	Stronsiyum
Demir	
İz bileşenler (0,1 mg/*l*'den az)	
Alüminyum	Molibden
Antimon	Nikel
Arsenik	Niyobiyum
Baryum	Fosfat
Berilyum	Platin
Bizmut	Radyum
Bromür	Rubidyum
Kadmiyum	Rutenyum
Seryum	Skandiyum
Sezyum	Selenyum
Krom	Gümüş
Kobalt	Talyum
Bakır	Toryum
Galyum	Kalay
Germanyum	Titanyum
Altın	Tungsten
İndiyum	Uranyum
İyodür	Vanadyum
Lantanyum	Yiterbiyum
Kurşun	Yitriyum
Lityum	Çinko
Mangan	Zirkonyum

Kaynak: Davis ve De Wiest, 1966.

bileşenlerin konsantrasyonlarını kontrol eden başlıca etmenler: (1) suyun içinden geçtiği zemin veya kayada bu elementlerin varlığı, (2) çözünürlük ve adsorpsiyon, (3) jeokimyasal süreçlerin hızı (kinetiği) ve (4) suyun akış yolunda etkileştiği jeolojik formasyonlarda bulunan değişik minerallerle karşılaşma sırasıdır. Çözünmüş inorganik bileşenlerin konsantrasyonları beşerî faaliyetlerden giderek daha çok etkilenmektedir. Bazı durumlarda, Tablo 3.3'de minör veya iz bileşen olarak listelenen elementlerin konsantrasyonu insan etkisiyle yükselmekte ve kirletici düzeylere ulaşmaktadır. O kadar ki, bu düzey Tablo 3.3'de verilen normal aralığın logaritmik olarak kat kat üzerine çıkmaktadır.

Organik Bileşenler

Organik bileşikler, ana iskeletinde karbonla birlikte genellikle hidrojen ve oksijeni esas element bileşenleri olarak bulunduran maddelerdir. Tanımlama itibariyle, karbon anahtar elementi oluşturur. Ancak, tüm yeraltı sularında önemli olan H_2CO_3, CO_2, HCO_3^- ve CO_3^{-2} türleri organik bileşik olarak sınıflanmamaktadır.

İnorganik bileşenlere kıyasla konsantrasyonu daha düşük olsa da, çözünmüş organik madde yeraltı suyunda her zaman bulunmaktadır. Yeraltı suyundaki organik maddenin kimyasal yapısı hakkında çok az şey bilinmektedir. Zemin suyu üzerinde yapılan araştırmalar yeraltı suyu akış sistemindeki çoğu organik maddenin fulvik ve humik asit olduğunu göstermektedir. Bu terimler ile, mikro-organizma çürütmesine karşı dayanıklı olmalarından dolayı, yeraltı suyu içinde uzun süre kalan organik maddenin bazı özel türleri kastedilmektedir. Bu bileşiklerin moleküler ağırlıkları birkaç bin gramdan binlerce grama kadar değişen bir aralıktadır. Karbon miktarı çoğu zaman formül ağırlığının yaklaşık yarısına eşittir. Yeraltı suyundaki karbonun kökeni ve bileşimi hakkında çok az şey bilinmesine rağmen, çözünmüş organik karbonun (ÇOK) toplam konsantrasyon analizleri giderek yeraltı suyu araştırmalarının bir parçası olmaya başlamıştır. Konsantrasyonlar genellikle 0,1–10 mg/*l* arasında olmakla birlikte, bazı alanlarda litrede birkaç on mg'a kadar çıkmaktadır.

Çözünmüş Gazlar

Yeraltı suyunda en çok bulunan çözünmüş gazlar N_2, O_2, CO_2, CH_4 (metan), H_2S ve N_2O'dur. Bunlardan ilk üçü atmosferi oluşturmaktadır ve bundan dolayı da yeraltı suyunda bulunmaları sürpriz değildir. CH_4, H_2S ve N_2O, anaerobik yeraltı kuşaklarındaki biyojeokimyasal süreçlerin ürünü olduklarından, yeraltı suyunda oldukça yüksek konsantrasyonlarda bulunabilmektedir. Bu bölümün sonlarına doğru ve de 7. Bölümde gösterileceği gibi, bu gazların konsantrasyonlarından yeraltı suyundaki jeokimyasal şartların bir göstergesi olarak yararlanmak mümkündür.

Çözünmüş gazların yeraltı hidrokimyasal ortamı üzerinde çok önemli etkileri olabilir. Çözünmüş gazlar yeraltı suyundan yararlanmayı sınırlandırabileceği gibi, bazı durumlarda önemli problemlere; hatta afetlere bile yol açabilir. Sözgelimi, kötü kokulu

olmasından dolayı H_2S'nin yaklaşık 1 mg/*l*'den büyük konsantrasyonu, suyu insanın kullanması açısından elverişsiz kılmaktadır. Sudan kabarcıklar şeklinde çıkan CH_4 kuyularda veya binalarda birikmek suretiyle patlamalara neden olabilir. Çözeltiden gelen gazlar kuyularda, filitrelerde veya pompalarda birikmek suretiyle kuyu üretkenliği veya etkinliğinde azalmaya neden olmaktadır. Zemin ve kayalarda bulunan radyoaktif uranyum ve toryumun parçalanma ürünü ve yeraltı suyunun da yaygın bir bileşeni olan radon 222 (^{222}Rn), havalandırmasız bodrumlarda istenmeyen düzeylerdeki konsantrasyonlara çıkabilir. Radon 222'nin parçalanma ürünleri insan sağlığı için çok tehlikeli olabilir.

Çözünmüş gazların yeraltı suyunda çok az bulunan diğer çeşitleri suyun kaynağı, yaşı ve diğer hidrolojik veya jeokimyasal özellikleri hakkında bilgi verebilir. Bu konuda bahsedilmeye değer bulunanlar Ar, He, Kr, Ne ve Xe olup, bunların yeraltı suyu çalışmalarında kullanımı Sugisaki (1959, 1961) ve Mazor (1972) tarafından tanımlanmıştır.

Konsantrasyon Birimleri

Yeraltı suyunun kimyasal özellikleri hakkında kayda değer bir açıklama yapabilmek için, çözünenin (çözünmüş inorganik ve organik bileşenlerin) ve çözenin (su) göreceli miktarları belirtilmelidir. Bu da konsantrasyon birimleri vasıtasıyla yapılmaktadır. Kullanılan konsantrasyon birimleri oldukça çeşitlidir.

Molalite, kütlesi 1 kg olan çözelti içerisinde çözünen maddenin mol sayısı olarak tanımlanmaktadır. SI birim sistemindeki simgesi mol/kg'dır. Bu büyüklük için türetilmiş SI simgesi m_B olup, buradaki *B* çözüneni temsil eder. *A* genelde çözücüyü temsil etmede kullanılmaktadır. Bir bileşiğin bir molü onun bir molekül ağırlığına eşdeğerdir.

Molarite, 1 m^3 çözeltideki çözünen maddenin mol sayısıdır. SI birim sistemindeki simgesi mol/m^3'dür. 1 mol/m^3'ün 1 mmol/*l*'ye eşit olduğunu belirtmekte yarar vardır. mol/*l* olarak gösterilen litredeki mol sayısı SI sisteminde molarite birimi olarak benimsenen ve yeraltı suyu çalışmalarında yaygın olarak kullanılan birimdir.

Kütle konsantrasyonu, çözeltinin belirli bir birim hacmi içinde çözünen maddenin kütlesidir. Bu büyüklüğün SI birim sistemindeki simgesi kg/m^3'dür. Gram/litre (g/*l*) yine kabul edilmiş bir SI birimidir. Yeraltı suyu literatüründe kütle konsantrasyonu birimi olarak en çok mg/*l* kullanılmıştır. 1 mg/*l*=1 g/m^3 olduğundan, bu birimin (mg/*l*) sayısal değeri ile kabul edilen SI konsantrasyon birimi (g/m^3) sayısal değeri arasında bir fark yoktur.

Yeraltı suyu literatüründe daha birçok SI-olmayan konsantrasyon birimi vardır. *Litrede eşdeğer miktar* (ep*l*), 1 lt çözeltide çözünenin mol sayısı ile çözünen türlerin değerliğinin çarpımıdır:

ep*l*=çözünenin molü x değerlik / litre çözelti

Milyonda eşdeğer miktar (epm), çözünenin mol sayısı çarpı 10^6 g çözeltideki çözünen türlerin değerliğidir. Ya da, çözeltinin 1 kg'ındaki miligram eşdeğer çözünendir:

epm = çözünenin molü x değerlik /10^6 g çözelti

Milyonda kısım (ppm) çözeltinin milyon gramındaki çözünenin gram cinsinden miktarıdır:

ppm = gram cinsinden çözünen/10^6 g çözelti

Tuzlu olmayan sularda 1 ppm=1 g/m^3 veya 1 mg/*l*'dir. Mol kesri (X_B) belirli bir çözünene ait mol sayısının çözeltideki tüm bileşenlerin mol sayılarının toplamına oranıdır. n_B çözünenin molü; n_A çözenin molü ve n_C, n_D, . . . de diğer çözünenlerin mol sayısını temsil ederse, çözünen *B*'nin mol kesri:

$$X_B = n_B/(n_A+n_B+n_C+n_D+ \ldots)$$

veya sulu çözeltiler için X_B,

$$X_B = m_B/(55{,}5+\Sigma\, m_{B,C,D} \ldots)$$

olup, bağıntıdaki *m* molaliteyi ifade eder.

Kimyasal analiz işlemlerinde miktarlar en kolay şekilde hacim ölçekli cam kaplarla belirlenebilir. Bu nedenle, laboratuvarda konsantrasyonlar belirli hacimdeki su içindeki çözünenin kütlesi cinsinden ifade edilir. Çoğu kimya laboratuvarı analitik sonuçları miligram/litre veya SI birimlerinde kilogram/metreküp olarak rapor etmektedir. Kimyasal analiz sonuçları bir jeokimyasal bağlamda kullanıldığında, elementlerin bileşik oluştururken kütle veya ağırlık miktarı değil de moller arasındaki ilişkiye göre bir araya gelmesinden dolayı, verileri genellikle molalite veya molarite cinsinden ifade etmek gerekmektedir. Molarite ile kilogram/metreküp, veya miligram /litre arasındaki dönüşümü yapmak için aşağıdaki bağıntı kullanılır:

molarite = (miligram/litre veya gram/metreküp)/(1000 x formül ağırlığı)

Sudaki toplam çözünmüş katı madde (TÇK) konsantrasyonu büyük değilse ve sıcaklık da 4 ^{0}C'a yakınsa, çözeltinin 1 litresinin ağırlığı 1 kg'dır. Bu durumdaki molalite ve molarite birbirine eşdeğer ve 1 mg/*l*=1 ppm'dir. Sıcaklığın 100 ^{0}C'dan küçük ve TÇK'nın 10.000 mg/*l*'den düşük olduğu çoğu pratik uygulamalarda, yukarıdaki birimlerin kullanılabilmesi için suyun yoğunluğu 1 kg/*l* alınabilir. Sudaki tuzluluk fazla veya sıcaklık yüksek ise, kütle ve hacim dönüşümleri yapılırken yoğunluk düzeltmeleri uygulanmalıdır.

3.2 Kimyasal Denge

Kütle Etkisi Yasası

Yeraltı suyundaki kimyasal süreçlerin analizindeki en faydalı ilişkilerden biri *kütle etkisi yasasıdır*. Bir kimyasal reaksiyondaki itici kuvvetin, reaksiyona giren bileşenlerin konsantrasyonları ve reaksiyondan çıkan ürünlerin konsantrasyonları ile ilgili olduğu bir asırdan daha uzun bir süredir bilinmektedir. D ve E ürünlerini oluşturmak üzere A ve B'nin reaksiyona girdiğini düşünün:

$$bB + cC \approx dD + eE \tag{3-2}$$

Buradaki *b*, *c*, *d* ve *e* kimyasal bileşenler sırayla B, C, D ve E'ye ait mol sayılarıdır.

Kütle etkisi yasası, reaksiyon dengede olduğunda reaksiyona girenlerle ürünler arasındaki ilişkiyi,

$$K = \frac{[D]^d [E]^e}{[B]^b [C]^c} \tag{3-3}$$

şeklinde ifade etmektedir. Buradaki *K*, *termodinamik denge sabiti* veya *kararlılık sabiti* olarak adlandırılır. Köşeli parantezler bileşen konsantrasyonunun, genellikle *aktivite* olarak ifade edilen termodinamik olarak efektif konsantrasyon olduğunu belirtmek içindir. (3-3) eşitliği herhangi bir başlangıç durumunda (3-2) eşitliği ile ifade edilen reaksiyonun, reaksiyona girenlerle ürünlerin denge aktivitelerine erişene kadar devam edeceğini ifade etmektedir. Başlangıç aktivitelerine bağlı olarak bu denge durumuna erişmek için reaksiyon sola veya sağa doğru ilerlemek durumunda kalabilir.

Kütle etkisi yasasında reaksiyonun ilerleme hızını ifade eden bir parametre yoktur ve bu nedenle de kimyasal sürecin kinetiği hakkında bir bilgi vermez. Kütle etkisi net bir şekilde bir denge ifadesidir. Sözgelimi, kalsit mineralinden ($CaCO_3$) oluşan bir kireçtaşı akiferinde yeraltı suyunun akışı sırasında meydana gelen reaksiyonu düşününüz. Kalsitin termodinamik dengesini tanımlayan reaksiyon:

$$CaCO_3 \approx Ca^{+2} + CO_3^{-2} \tag{3-4}$$

şeklindedir. Bu reaksiyon, kütle etkisi dengesi oluşuncaya kadar sağa (mineral çözünmesi) veya sola doğru (mineral çökelmesi) devam edecektir. Dengeye ulaşma yıllar, hatta binlerce yıl sürebilir. Sistemde, reaksiyonlara girenlere bir ekleme yapılması veya reaksiyon ürünlerinin çıkarılması gibi bozucu bir etki meydana gelmesinden sonra sistem denge durumuna ulaşana kadar reaksiyon devam edecektir. Sıcaklık ve basınçta bir değişiklik olması halinde, *K*'nın sayısal değeri de değişeceği için, sistem yeni bir dengeye kavuşmak için reaksiyona devam edecektir. Bozucu etkilerin reaksiyon hızına kıyasla sıkça meydana gelmesi halinde dengeye hiç

ulaşılamayacaktır. 7. Bölümde de göreceğimiz gibi, yeraltı suyu ile bazı yatak malzemesi arasındaki kimyasal etkileşimlerde hiçbir zaman dengeye ulaşılamamaktadır.

Aktivite Katsayıları

Kütle etkisi yasasında çözünen konsantrasyonları aktivite cinsinden ifade edilmektedir. Aktivite ile molalite arasındaki ilişki

$$a_i = m_i \gamma_i \tag{3-5}$$

şeklinde olup, bağıntıdaki a_i: çözünen türün aktivitesi, m_i: molalite ve γ_i: aktivite katsayısıdır. γ'nın boyutu molalitenin tersidir (kg/mol) ve bu nedenle a_i boyutsuzdur. Tuz konsantrasyonu çok yüksek olan sular bir kenara bırakılırsa, iyonik türlerde $\gamma_i < 1$'dir. *Aktivite* bir önceki altbölümde, reaksiyona fiilen katılan m_i kısmının kavramsal olarak kullanımı daha uygun olduğundan, termodinamik efektif konsantrasyon olarak ifade edilmişti. Aktivite katsayısı bir ayarlama faktörü olup, konsantrasyonları termodinamik denklemlerdeki şekle dönüştürmede çok yararlıdır.

Belirli bir çözünen için aktivite katsayısı aynı iyonik güçteki tüm çözeltilerde aynıdır. İyonik gücün,

$$I = 0{,}5 \, \Sigma m_i z_i^2 \tag{3-6}$$

şeklinde tanımlanan ifadesinde m_i: i türünün molalitesi ve z_i: iyonun taşıdığı değerlik veya yüktür. Altı temel iyona sahip yeraltı suyunda önemli konsantrasyonlardaki iyonik bileşenler,

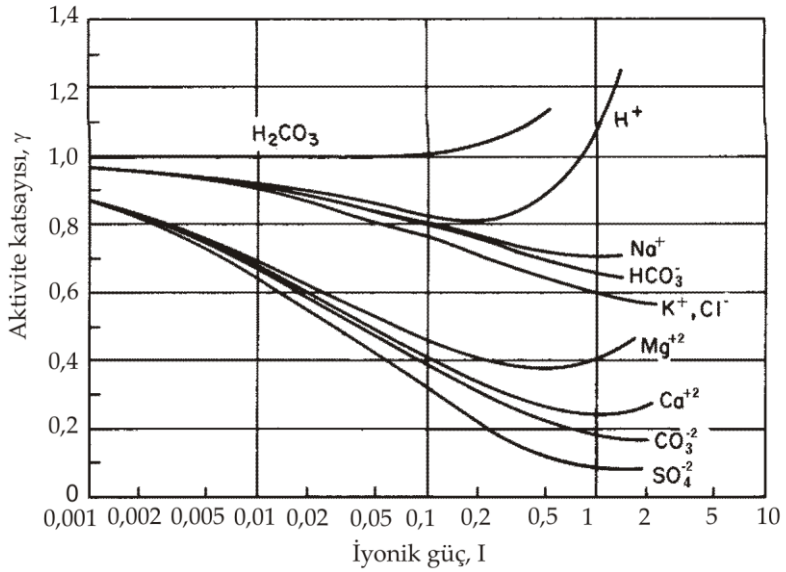
$$I = 0{,}5 \, [(Na^+) + 4(Mg^{+2}) + 4(Ca^{+2}) + (HCO_3^-) + (Cl^-) + 4(SO_4^{-2})] \tag{3-7}$$

olup, parantez içindeki miktarlar molalitedir. Çoğu inorganik bileşenlerin γ_i değerlerini elde etmede Şekil 3.3'deki $\gamma - I$ ilişkisi veya sulu bileşenlerin γ_i değerlerini elde etmede Debye-Hückel denklemi olarak bilinen bağıntı (Ek IV) kullanılabilir. Yaklaşık olarak 0,1 değeri altındaki iyonik güçlerde, daha az karşılaşılan birçok iyonun aktivite katsayısı yine Ek IV'de verilen Kielland tablosundan bulunabilir. Aktivite katsayısı ile ilgili bağıntıların teorik temellerini incelemek için okuyucunun Babcock (1963)'a başvurması önerilir. Aktivite katsayılarının hesaplanan değerleri ile deneysel değerleri arasındaki bir karşılaştırma Guenther (1968) tarafından yapılmıştır.

Denge ve Serbest Enerji

Termodinamik açıdan denge durumu, kapalı bir fizikokimyasal sistemin tersinir olmayan süreçlerle ilerlediği bir maksimum kararlılık durumudur (Stumm ve Morgan, 1970). Basit bir mekanik sistem için kararlılık ve kararsızlık kavramları, bir dengenin

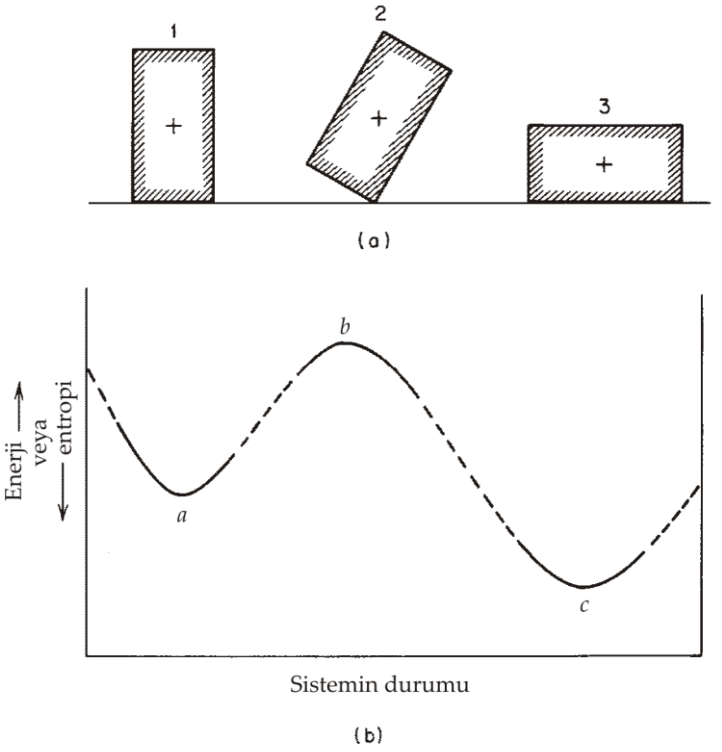
termodinamik kavram olarak geliştirilmesinde açıklayıcı basamak rolü almaktadır. Benzer örnekler Guggenheim (1949) ve diğerleri tarafından da kullanılmıştır. Yatay bir düzlem üzerindeki dikdörtgen bir kutunun farklı "denge" konumları göz önüne alınırsa [Şekil 3.4(a)], 3 No.lu konum kutunun kazanabileceği en *kararlı* konumdur. Bu konumda çekimsel (gravitasyonel) potansiyel enerji minimumdur. Sistemin hafifçe örselenmesi halinde *kararlı denge* konumuna dönecektir. Konum 1'deki kutu da denge halindedir ve *hafifçe* örselenirse yine önceki denge haline döner. Ancak, bu konumdaki potansiyel enerji minimumda değildir; bu yüzden de *yarı kararlı denge* koşulu olarak değerlendirilir. Konum 2'deki kutu sadece hafifçe örselendiğinde yeni bir konum kazanacaktır. Bu yüzden konum 2 bir *kararsız denge* koşuludur.



Şekil 3.3 Yeraltı suyunda yaygın iyonik bileşikler için aktivite katsayısı ile iyonik güç arasındaki ilişkiler.

Mekanik sistem ile termodinamik sistem arasındaki bir benzerlik (analogy) Şekil 3.4(b)'de görülmektedir. Stumm ve Morgan (1970)'ın çalışmalarına dayalı olarak bir kuramsal (hipotetik), genel enerji veya entropi profili sistem durumunun bir fonksiyonu olarak gösterilmiştir. Kararlı, yarı kararlı ve kararsız denge şartları enerji veya entropi fonksiyonunda çukurluklar ve pikler ile temsil edilmiştir. Eğer kimyasal sistem sabit basınç ve sıcaklık altında kapalı bir sistem ise, bu sistemin değişimlere verdiği tepki, klasik termodinamiğin kurucusu olan Willard Gibbs'e atfen Gibbs serbest enerjisi olarak bilinen özel bir enerji fonksiyonu ile tanımlanmaktadır. Bileşim değişkenindeki değişime tepki olarak muhtemel değişimin bu yönü, Gibbs serbest enerjisinde azalıma eşlik edendir. *Sabit sıcaklık ve basınç altında, kapalı sistem şartlarında mutlak minimum Gibbs serbest enerjisine sahip olmasından dolayı, C durumu en kararlı durumdur. A* durumu sistemin son derece yakın konumları açısından kararlıdır, fakat *C*'ye doğru sonlu değişim açısından kararsızdır. Doğal süreçler dengeye doğru ilerleme

eğiliminde olup, hiçbir şekilde bundan uzaklaşma haline dönmezler. Bu nedenle, termodinamik denge yarı kararlı ve kararlı şartlarda bulunmakta; kararsız denge şartlarında bulunmamaktadır.



Şekil 3.4 Mekanik ve kimyasal dengedeki kavramlar. (a) Bir sistemde metastabil, duraysız ve duraylı denge. (b) Bir termodinamik sistemin farklı enerji durumları için metastabilite, duraysızlık ve duraylılık (Stumm ve Morgan, 1970'den).

Bir kimyasal reaksiyondaki yürütücü kuvvet yaygın bir şekilde Gibbs serbest enerjisi ile temsil edilmekte ve ΔG_r simgesi ile ifade edilmektedir. Sabit sıcaklık ve basınçtaki sistemler için ΔG_r birim kütle başına iç enerjideki değişimi temsil eder ve reaksiyonun mekanik olmayan işi yapma kapasitesinin bir ölçüsüdür. Bu kitapta, termodinamik verilerin kullanımındaki amacımız, reaksiyonun ilerleme yönlerinin belirlenmesi ve deney sabitleri için sayısal değerler elde etmek olduğundan, ΔG_r'yi oluşturan termodinamik bileşenlerin doğrudan hesaba katılması o kadar önemli değildir. Kimyasal termodinamik teorisinin nasıl elde edildiği konusunda okuyucunun Denbigh (1966)'in yazdığı kitaba ve Babcock (1963)'ın zemin sistemlerinin termodinamiği üzerine yaptığı kapsamlı açıklamaya başvurması önerilir.

Kimyasal denge şartı,

$$\Sigma\text{serbest enerji : ürünler} - \Sigma\text{serbest enerji : reaksiyona girenler} = 0 \qquad (3\text{-}8)$$

şeklinde tanımlanabilir. Bundan sonraki adım, reaksiyonların serbest enerji değişimleri ile denge sabitleri arasındaki ilişkiyi ortaya koymaktır. Bunun için, uygun bir serbest enerji hesaplama sistemine ihtiyaç vardır. *Oluşum standart serbest enerjisi*, ΔG_f^o, *standart durum* şartları olarak tanımlanan şartlarda kararlı elementlerden 1 mol bileşik üretmek için gerekli reaksiyonun serbest enerjisi olarak tanımlanmaktadır. Elementlerin kimyasal olarak saf ve en kararlı durumlarında standart serbest enerjisi sıfır kabul edilmektedir. Benzer şekilde, hidrojen iyonunun ΔG_f^o değeri de sıfır alınmaktadır. Sözgelimi, grafit şeklindeki karbon ve O_2 şeklindeki oksijenin ΔG_f^o değeri sıfırdır fakat, karbondioksit gazının 1 molünün ΔG_f^o değeri –386,41 kJ (–92,31 kcal)'dür. Buradaki enerji, standart haldeki kararlı elementlerden CO_2 oluşumu sırasında ortaya çıkan enerjidir. Saf suyun standart hali, reaksiyon sıcaklık ve basıncında 'bir' olarak tanımlanır. Çözünenler için standart durum, aktivite katsayısının 'bir' olduğu hipotetik şartlardaki, veya başka bir deyişle, aktivitenin molaliteye eşit olduğu durumdaki eşmolal konsantrasyondur. Gazlarda standart durum, reaksiyon sıcaklığında 1 bar toplam basınç altındaki saf (ideal) gazdır. Bu rasgele tanımlanmış standart durumlar başlangıçta karmaşık gibi görünebilir; ancak, pratikte daha düzenli ve istikrarlı bir hesap sistemine yol açar. Standart durumlarla ilgili ayrıntılı açıklamalar Berner (1971)'de bulunabilir.

Reaksiyonun standart serbest enerji değişimi (ΔG_r^o) standart durumdaki ürünlerin formasyon serbest enerjileri toplamından, standart durumdaki reaksiyona girenlerin oluşum serbest enerjileri toplamının çıkarılmasına eşittir:

$$\Delta G_r^o = \Sigma \Delta G_f^o \text{ ürünler} - \Sigma \Delta G_f^o \text{ reaksiyona girenler} \qquad (3\text{-}9)$$

(3-2) eşitliğindeki genel reaksiyon için reaksiyonun serbest enerjisindeki değişimin, standart serbest enerji değişimi ve her bir reaksiyona giriş maddesi ve ürün için aynı sıcaklıkta ölçülen aktiviteler ile ilişkisi aşağıdaki denklem ile ifade edilir:

$$\Delta G_r = \Delta G_r^o + RT \ln \frac{[D]^d [E]^e}{[B]^b [C]^c} \qquad (3\text{-}10)$$

Bağıntıda, R: evrensel gaz sabiti ve T: derece Kelvin cinsinden sıcaklıktır. 25 ^{0}C'da R=8,314 J/K.mol veya 0,001987 kcal/K.mol'dür. Celsius ölçeğindeki sıcaklıkların Kelvin ölçeğindeki sıcaklıklara dönüşümü K= ^{0}C+273,15 ilişkisi ile yapılır. Bir kimyasal reaksiyonun yazıldığı şekliyle kendiliğinden ilerleyebilmesi için ΔG_r sıfırdan küçük olmalıdır, veya başka bir deyişle, serbest enerjide net bir azalım olmalıdır. $\Delta G_r > 0$ ise, reaksiyon sadece sağdan sola doğru gelişir. $\Delta G_r = 0$ ise, reaksiyon hiçbir yönde ilerlemez; bu durumda denge şartına erişilmiştir. Çözünenler için yaptığımız standart durum tanımına göre (γ=1 olan eşmolal şartlar), $[D]^d [E]^e / [B]^b [C]^c$=1 olduğundan ve bu terimin doğal logaritması da sıfır olduğundan, standart durumda $\Delta G_f^o = \Delta G_r$'dir. Denge sabiti ilişkisinin [(3-3) eşitliğinin] (3-10) eşitliğinde yerine konursa denge şartları için,

$$\Delta G_r^o = -RT \ln K \qquad (3\text{-}11)$$

elde edilir.

Standart durum şartları için denge sabiti serbest enerji verilerinden,

$$\log K = -0{,}175\ \Delta G_r^o \qquad (\Delta G_r^o \text{ 'ın kJ/mol birimi için})$$

$$\log K = -0{,}733\ \Delta G_r^o \qquad (\Delta G_r^o \text{ 'ın kcal/mol birimi için}) \qquad (3\text{-}12)$$

bağıntıları vasıtasıyla elde edilebilir. Buradaki ΔG_r^o ise (3-9) eşitliğinden ΔG_f^o verileri kullanılarak elde edilebilir. 25 ^{0}C ve 1 bar'daki ΔG_f^o değerleri jeolojik ortamda oluşan binlerce mineral, gaz ve sulu türler için tablolar halinde verilmiştir (Rossini vd., 1952; Sillen ve Martell, 1964, 1971). Öğrenci kullanımı için daha dar kapsamlı tablolar Garrels ve Christ (1965), Krauskopf (1967) ve Berner (1971)'ın kitaplarında bulunabilir.

25 ^{0}C ve 1 bar'daki ΔG_f^o verilerinin bolluğuna kıyasla diğer sıcaklık ve basınçlarda veri azlığı söz konusudur. Basıncın ΔG_f^o değerleri üzerine etkisi ve bunun bir sonucu olarak da denge sabiti üzerindeki etkisi çok azdır. Pratik bakış açısından, yerkabuğunun üst birkaç yüz metrelik kısmında normalde karşılaşılan akışkan basınçlarında K'nin değişimi ihmal edilebilecek kadar küçüktür. Ancak, birkaç derecelik bir değişim denge sabitinde önemli değişikliğe neden olur. Diğer sıcaklıklarda K'nin değerini hesaplamada, 1800'lü yılların sonlarında ve 1900'lü yılların başlarında çözelti davranışını anlamaya büyük katkılar sağlayan Hollandalı fizikokimyacının adına atfen van't Hoff bağıntısı diye bilinen ifade kullanılabilir:

$$\log K_T = \log K_{T*} - \frac{\Delta H_{T*}}{2{,}3R}\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T*}\right) \qquad (3\text{-}13)$$

Buradaki T*: referans sıcaklığı, değeri genellikle 298,15 K (25 ^{o0}C); T: çözelti sıcaklığı ve ΔH_{T*}: entalpidir. Pekçok mineral, gaz ve çözünmüş türler için entalpi verileri yukarıda belirtilen kaynaklarda tablolar halinde verilmiştir. van't Hoff eşitliği sadece iki sıcaklığı dikkate alması ve bu iki sıcaklık arasında doğrusal bir ilişki varsayılmasından dolayı, sadece yaklaşık değerler vermektedir. Bunun için en iyi yaklaşım, geniş bir sıcaklık aralığında serbest enerji verilerinden (şayet böyle veriler varsa) spesifik yorumlama (interpolasyon) ilişkilerinin geliştirilebilmesidir.

Denge sabitlerini elde etmede ΔG_f^o verilerinin kullanımını görsel olarak ifade etmek için (3-4) eşitliğiyle ifade edilen kalsit çözünmesini göz önüne alınız. Saf $CaCO_3$, Ca^{+2} ve CO_3^{-2} için 25 ^{0}C ve 1 bar'daki ΔG_f^o değerleri sırayla –1129,10, –553,04, ve –528,10 kJ'dür. Bu nedenle, reaksiyonun standart serbest enerjisi,

$$\Delta G_f^o = (-553{,}04 - 528{,}10) - (-1129{,}10)$$

olur. (3-12) eşitliğinden 25 ^{0}C ve 1 bar için,

$$\log K_{\text{kalsit}} = -8{,}40 \quad \text{veya} \quad K_c = 10^{-8{,}40}$$

Çözünmüş Gazlar

Su bir gaz fazının etkisinde kaldığı zaman, sıvı-gaz ara yüzeyinde gelişen molekül değişimi yoluyla sıvı ile gaz arasında bir denge oluşur. Gaz fazında birden fazla gazın bulunması halinde her gaz için bir denge oluşacaktır. Karışımdaki her gazın uyguladığı basınç onun *kısmî basıncıdır*. Kısmî basınç, gazın spesifik bir bileşeninin aynı hacmi tek başına doldurması halinde uygulayacağı basınç olarak tanımlanır. *Dalton'ın kısmî basınç yasasına* göre bir gaz karışımının toplam basıncı kısmî basınçların toplamına eşittir. Buharın kısmî basıncı da *buhar basıncı* olarak tanımlanır.

Yeraltı suyu bünyesinde bulunan çözünmüş gazlar şu süreçlerin sonucunda oluşmaktadır: (1) yeraltına süzülmeden önce atmosferik etkilere maruz kalma, (2) süzülme sırasında doygun olmayan zondaki zemin gazları ile temasa geçme, veya (3) su tablasının altında yeraltı suyu, mineraller, organik madde ve bakteri aktivitesini kapsayan kimyasal veya biyokimyasal reaksiyonlarla gaz oluşması.

Yeraltı suyu içindeki çözünmüş gazların en önemlisi CO_2'dir. Gaz CO_2 ile CO_2'nin çözünmüş türleri arasındaki etkileşimi tanımlayan iki reaksiyon:

$$CO_2(g) + H_2O \approx CO_2(aq) + H_2O \tag{3-14}$$

$$CO_2(g) + H_2O \approx H_2CO_3\,(aq) \tag{3-15}$$

olup, denklemlerdeki (g) ve (aq) ekleri sırayla gaz ve çözünmüş türleri ifade etmede kullanılır. Sulu çözeltilerde $CO_2(aq)/H_2CO_3$ oranı "bir"den çok büyüktür; *ancak, sudaki tüm çözünmüş CO_2'ler geleneksel olarak H_2CO_3 (karbonik asit) olarak adlandırılır*. Bu çözünmüş moleküler türlerin kullanımı konusunda başka yerlerde de uyum korunduğu sürece ortaya konan bu genel kural çiğnenmemiş olacaktır. Bu konular Kern (1960)'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Çözünmüş bir gazın kısmî basıncı, çözeltinin gaz fazıyla temasta olması halinde çözünmüş gazın dengede olduğu kısmî basınçtır. Su, gaz fazından ayrılabilse de H_2CO_3 veya çözünmüş CO_2 gibi bir çözünenin kısmî basıncına işaret etmek yaygın bir uygulamadır. Sözgelimi, su atmosferden ve su tablası üzerindeki gözeneklerde bulunan gazdan izole olsa bile yeraltı suyunda çözünmüş CO_2'in kısmî basıncından söz edebiliriz.

Bir çözünenin seyreltilmiş çözeltilerde bar ile ifade edilen kısmî basıncı (1 bar=10^5 N/m^2) molalite ile orantılıdır. Bu ifade *Henry yasası* olarak bilinir ve CO_2, O_2, N_2, CH_4 ve H_2S gibi fazla çözünür olmayan gazlara uygulanır. Kütle etkisi yasasının (3-15) eşitliğine uygulanmasıyla,

$$K_{CO_2} = \frac{[H_2CO_3]}{[H_2O][CO_2(g)]} \tag{3-16}$$

formu ifade edilir. Çok tuzlu sular hariç H_2O'nun aktivitesinin 1 olması ve CO_2'in kısmî basıncının bar cinsinden molalitesine eşit olmasından dolayı (3-16) eşitliği,

$$K_{CO_2} = \frac{[H_2CO_3]}{\gamma_{CO_2}.P_{CO_2}} \tag{3-17}$$

şeklinde ifade edilebilir. Buradaki γ_{CO_2} çözünmüş CO_2'nin aktivite katsayısı ve P_{CO2} de bar cinsinden kısmî basınçtır. Bu ifade vasıtasıyla, belirli bir H_2CO_3 aktivitesine sahip olan çözelti ile dengede olan CO_2'nin kısmî basıncı hesaplanabilir. Çözünmüş gazlar (CO_2, O_2, H_2S, N_2 vb.) gibi yüksüz çözünen türlerin aktivite katsayıları birden büyüktür. Bu nedenle, bu gazların sudaki çözünürlükleri artan iyonik güçle birlikte azalmaktadır. Bu etki, *tuzla ayırma etkisi* olarak bilinmektedir.

İyonik güce bağımlılığına ek olarak, aktivite katsayısı sudaki elektrolit türünden de etkilenir. Meselâ, CO_2'nin aynı iyonik güçte olmak kaydıyla NaCl çözeltisindeki çözünürlüğü KCl çözeltisi içindeki çözünürlüğünden daha azdır (yani, aktivite katsayısı daha büyüktür). Yeraltı suyu hidrolojisindeki çoğu jeokimyasal problemler, iyonik gücü 0,1 veya 0,2'den daha az çözeltilerle ilgilidir. Bu sebeple, bir çözünmüş gazın aktivitesinin "1" civarında alınması yaygın bir uygulama şeklidir. Sonuç olarak, (3-17) eşitliği bu şartlar altında,

$$K_{CO_2} = \frac{[H_2CO_3]}{P_{CO_2}} \tag{3-18}$$

şekline indirgenmiş olur.

3.3 Çözünmüş Türlerin Birleşmesi ve Ayrışması

Elektro-nötralite Şartı

Yeraltı suyu ile jeolojik birimler arasındaki kimyasal etkileşimlerin sonuçları ve süreçleri ile ilgili tartışmaya girmeden önce, çözünmüş bileşenlerin katı faz ile etkileşimler söz konusu olmaksızın sıvı fazdaki davranışı ele alınacaktır. Elektrolit çözeltilerinin bir temel şartı, moleküler ölçekten ziyade makroskopik ölçekte bir elektro-nötralite şartının varlığıdır. Pozitif iyonik yüklerin toplamı negatif iyonik yüklerin toplamına eşittir:

$$\Sigma z m_c = \Sigma z m_a \tag{3-19}$$

Burada, z: iyonik yük, m_c: katyon türlerinin molalitesi ve m_a: anyon türlerinin molalitesidir. *Elektro-nötralite denklemi* veya *yük-denge denklemi* olarak bilinen bu eşitlik, su ve jeolojik birimler arasındaki denge etkileşimini ilgilendiren hemen hemen tüm hesaplamalarda kullanılır.

Su analiz verilerinin ne derece doğru olduğu yük-denge denklemleri sayesinde anlaşılabilir. Meselâ, bir su numunesi Tablo 3.3'deki majör bileşenler açısından analiz edilir ve konsantrasyon değerleri de (3-19) eşitliğindeki yerine,

$$(Na^{+})+2(Mg^{+2})+2(Ca^{+2}) = (Cl^{-})+(HCO_3^{-})+2(SO_4^{-2}) \quad (3\text{-}20)$$

şeklinde konursa, denklemin sağ ve sol tarafındaki miktarlar yaklaşık olarak birbirine eşit olmalıdır. Silisyum genellikle nötür olarak bulunduğundan bu ilişkiye dahil edilmez. Eşitlikten önemli bir sapma söz konusu ise, ya konsantrasyon belirlemelerinde analitik bir hata söz konusudur veya önemli konsantrasyon düzeyindeki iyonik türler hesaplamaya dahil edilmemiş demektir. Eşitlikten sapma genellikle aşağıdaki denklem ile ifade edilir:

$$E = \frac{\Sigma zm_c - \Sigma zm_a}{\Sigma zm_c + \Sigma zm_a} x100 \quad (3\text{-}21)$$

Buradaki *E*, yüzde cinsinden veya yukarıda ifade edilen terimler cinsinden *yük-denge hatasıdır*.

Çoğu laboratuvarlarda bazı yeraltı suyu türleri için çok daha küçük hatalarda analizler yapılsa da, su analiz laboratuvarları genellikle %5'den daha az yük-denge hatalarını kabul edilebilir sınırlar içerisinde değerlendirmektedir. Bazen, münferit iyon analizlerindeki büyük hatalara rağmen bunların birbirini dengeleyerek sonuçta kabul edilebilir bir yük-denge hatası verebileceği hatırdan çıkarılmamalıdır. İşte bu sebepten dolayı analitik hataları ortaya koymada yük-denge hatası tek başına kullanılamaz.

Kimyasal analiz sonuçları yük-denge hatalarını hesaplama maksadıyla bazen litre başına milieşdeğergram olarak ifade edilir. Bu birimler kullanıldığında (3-20) eşitliğindeki terimler dikkate alınmaz.

Suyun Aktivitesi ve Bileşenlerine Ayrılması

Sıvı halde su aşağıdaki dengeye göre ayrışır:

$$H_2O \approx H^{+} + OH^{-} \quad (3\text{-}22)$$

Kütle etkisi yasasından ayrıca,

$$K_w = \frac{[H^{+}][OH^{-}]}{[H_2O]} \quad (3\text{-}23)$$

olup, köşeli parantezler aktiviteyi işaret eder. Standart durum şartlarında *saf* suyun aktivitesinin "bir" olduğunu hatırlayınız. 1 barlık basınç ve 25 ^{0}C şartı referans standart koşullar olarak alınacaktır. Su buharı düşük veya orta basınç düzeylerinde ideal gaz gibi davrandığından, sulu çözeltideki suyun aktivitesi,

$$[H_2O] = \frac{P_{H_2O}}{P^{*}_{H_2O}} \quad (3\text{-}24)$$

olup, burada, $P^*_{H_20}$: saf suyun kısmî buhar basıncı ve P_{H_20}: sulu çözeltinin kısmî buhar basıncıdır. 25 ^{0}C'da ve 1 bar basınç altında bir NaCl çözeltisi içindeki suyun aktivitesi deniz suyundaki konsantrasyona benzer; yani, yaklaşık %3 konsantrasyonda 0,98; %20'lik bir NaCl çözeltisinde ise 0,84'dür. Bu nedenle, çok tuzlu sulardaki yüksek konsantrasyon durumları hariç, uygulamalarda suyun aktivitesi 1 olarak alınabilir. Bu durumda,

$$K_w=[H^+][OH^-] \tag{3-25}$$

0 ile 50 ^{0}C arasındaki sıcaklıklarda K_w'nin alacağı değerler Tablo 3.4'de verilmiştir. Sıvı basıncı etkisi çok küçük olduğundan, bu ifade ayrıca 100 bar'a kadar olan basınçlarda da kullanılabilir. 1000 bar ve 25 ^{0}C'de suyun aktivitesi 2,062'dir (Garrels ve Christ, 1965).

pH, hidrojen iyonu aktivitesinin negatif logaritması olarak tanımlandığından, 25 ^{0}C ve pH=7'deki suyun H^+ ve OH^- aktiviteleri eşittir ($[H^+]=[OH^-]=1{,}00x10^{-7}$). Daha düşük sıcaklıklarda H^+ ve OH^- aktivitelerinin eşitliği daha yüksek pH değerlerinde gözlenirken daha yüksek sıcaklıklarda tersi bir durum söz konusudur. Meselâ, 0 ^{0}C'da eşitlik pH=7,53'de sağlanırken, 50 ^{0}C'da pH=6,63'de sağlanmaktadır.

Tablo 3.4 Suyun ayrışması için denge sabitleri (0 – 60 ^{o}C).

t (^{o}C)	K_w x 10^{-14}
0	0,1139
5	0,1846
10	0,2920
15	0,4505
20	0,6809
25	1,008
30	1,469
35	2,089
40	2,919
45	4,018
50	5,474
55	7,297
60	9,614

Kaynak: Garrels ve Christ (1965).

Poliprotik Asitler

Doğal yeraltı suyunda ve kirlenmiş çoğu yeraltı suyundaki en önemli asit, karbondioksidin (CO_2) su ile birleşerek meydana getirdiği [(3-15) eşitliği] karbonik asittir (H_2CO_3). Karbonik asidin bileşenlerine ayrışması işlemi hidrojen iyonlarının (protonların) transferiyle birden fazla basamakta gelişebilir:

$$H_2CO_3 \approx H^+ + HCO_3^- \tag{3-26}$$

$$HCO_3^- \approx H^+ + CO_3^{-2} \quad (3\text{-}27)$$

Hidrojen iyonlarının kimyacılar tarafından proton olarak adlandırılması ve birden fazla hidrojen iyonu ayrışması söz konusu olmasından dolayı, karbonik asit *poliprotik asit* olarak bilinmektedir. Yeraltı suyunda karbonik asitten çok daha düşük konsantrasyonlarda oluşan diğer bir poliprotik asit de fosforik asit olup, ayrışması da üç basamakta oluşur:

$$H_3PO_4 \approx H_2PO_4^- + H^+ \quad (3\text{-}28)$$

$$H_2PO_4^- \approx PO_4^{-2} + H^+ \quad (3\text{-}29)$$

$$HPO_4^{-2} \approx PO_4^{-3} + H^+ \quad (3\text{-}30)$$

Poliprotik asitlerin tüm ayrışma denklemlerinde H^+ mevcut olduğundan, asidin moleküler şekildeki kesrini veya pH'nin bir fonksiyonu olarak asidin anyon formlarından herhangi birini hesaplamak mümkündür. Meselâ, karbonik asidin (3-26) ve (3-27) eşitlikleri için ayrışma denklemleri kütle etkisi yasasına göre,

$$K_{H_2CO_3} = \frac{\left[H^+\right]\left[HCO_3^-\right]}{\left[H_2CO_3\right]} \quad (3\text{-}31)$$

$$K_{HCO_3^-} = \frac{\left[H^+\right]\left[CO_3^{-2}\right]}{\left[HCO_3^-\right]} \quad (3\text{-}32)$$

olur. Asitteki ve asidin ayrışmış anyonik türlerindeki karbon için molalite cinsinden ifade edilen kütle-denge ilişkisi,

$$DIC=(H_2CO_3)+(HCO_3^-)+(CO_3^{-2}) \quad (3\text{-}33)$$

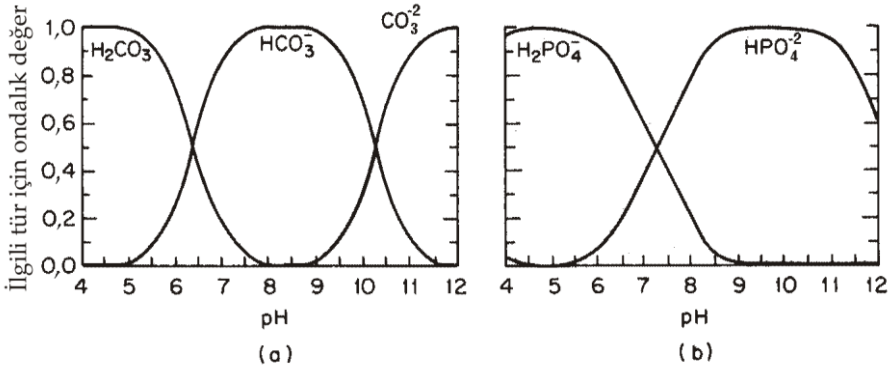
şeklinde olup, burada, DIC: toplam çözünmüş inorganik karbonun bu türler içindeki konsantrasyonudur. Eğer, DIC = 1 alarak (3-33) eşitliğini önce pH, HCO_3^-, $K_{H_2CO_3}$ ve $K_{HCO_3^-}$ sonra da pH, CO_3^{-2} ve ayrışma sabitleri cinsinden ifade edecek olursak; pH'nin bir fonksiyonu olarak H_2CO_3, HCO_3^- ve CO_3^{-2}'in göreceli konsantrasyonlarının denklemlerini elde ederiz. Bunlar Şekil 3.5(a)'da grafikler halinde gösterilmiştir.

Düşük pH'lerde egemen tür H_2CO_3; yüksek pH'lerde ise CO_3^{-2}'dır. Yeraltı suyunun normal pH aralığında (6–9) hakim karbonat türü HCO_3^-'dır. İşte bu nedenle, Tablo 3.3'de yeraltı suyundaki majör çözünmüş inorganik bileşen olarak CO_3^{-2} veya H_2CO_3 değil de HCO_3^- verilmiştir. Benzeri bir analiz yöntemiyle Şekil 3.5(b)'de gösterilen çözünmüş fosfat türlerinin göreceli konsantrasyonları elde edilir. Yeraltı suyunun normal pH aralığında hakim türler $H_2PO_4^-$ ve HPO_4^{-2}'dir.

İyon Kompleksleri

Yeraltı suyundaki çözünmüş bileşenlerin kimyasal analizleri bu bileşenlerin toplam konsantrasyonunu verse de, bunların yeraltı suyunda hangi formda

bulunduğuna dair bir bilgi vermez. Bazı bileşenler hemen her durumda basit iyon halinde bulunurlar. Sözgelimi klor, klorür iyonu şeklinde (Cl^-) bulunur. Diğer taraftan, Ca^{+2} ve Mg^{+2} serbest iyon şeklinde bulunurlar. İnorganik iyon topluluklarında $CaSO_4^0$, $CaCO_3^0$, $MgSO_4^0$ ve $MgCO_3^0$ gibi yüksüz (sıfır değerlikli) türler şeklinde; $CaHCO_3^+$ ve $MgHCO_3^+$ şeklinde de yüklü topluluklar olarak bulunmaktadırlar. Bu yüklü ve yüksüz topluluklar "kompleksler" olarak bilinirler ve bazen de iyon çiftleri olarak anılırlar. Kompleksler, zıt yüklü iyonlar arasındaki elektriksel çekim kuvvetlerine bağlı olarak oluşurlar. Alüminyum gibi bazı inorganik türler Al^{+3} gibi çözünmüş formda; $[Al_2(OH)_2]^{+4}$ gibi pozitif yüklü kompleks veya iyon çifti şeklinde; $[Al_2(OH)_2]^{+4}$, $[Al_6(OH)_{15}]^{+3}$ ve $[Al(OH)_4]^-$ gibi kovalent bağlı kompleksler şeklinde oluşur. C_i gibi bir inorganik türün çözünmüş konsantrasyonu,



Şekil 3.5 25 °C suda majör türlerin dağılımı. (a) Çözünmüş organik karbon ve (b) inorganik fosfor.

$$C_i = \Sigma C_{\text{serbest iyon}} + \Sigma C_{\text{inorganik kompleksler}} + \Sigma C_{\text{organik kompleksler}} \qquad (3\text{-}34)$$

şeklinde ifade edilebilir. Kompleks iyonların oluşumu kütle etkisi yasası ile ele alınabilir. Meselâ, $CaSO_4^0$'ın oluşumu,

$$Ca^{+2} + SO_4^{-2} \approx CaSO_4^o \qquad (3\text{-}35)$$

bağıntısı ile ve,

$$K_{CaSO_4^o} = \frac{\left[Ca^{+2}\right]\left[SO_4^{-2}\right]}{\left[CaSO_4^o\right]} \qquad (3\text{-}36)$$

denge denklemi ile ifade edilebilir. Buradaki $K_{CaSO_4^0}$ bazen ayrışma sabiti olarak da bilinen termodinamik denge sabitidir ve köşeli parantez içindeki büyüklükler de aktivitelerdir. Serbest iyonların konsantrasyon değerleri ile aktivite arasındaki ilişki, Altbölüm 3.2'de tanımlanan iyonik güç-aktivite katsayısı ilişkisinden yola çıkarak kurulabilir. $CaSO_4^0$ nötür kompleksinin aktivite katsayısı "bir" alınır. $K_{CaSO_4^0}$ değerleri

ve diğer inorganik çiftler ve kompleksler için denge sabitleri, (3-12) eşitliğini kullanarak hesaplanabilir.

Tablo 3.5'de bir yeraltı suyuna ait kimyasal analiz sonuçları miligram/litre (veya gram/metreküp) ve molalite cinsinden verilmiştir. Serbest iyon konsantrasyonları ve inorganik iyon kompleksleri aşağıda tanımlanan toplam analitik konsantrasyonlardan hesaplanmıştır. Bu örnekte (Tablo 3.5), önemli sayılabilecek konsantrasyonlarda bulunan kompleksler sadece sülfat kompleksleri olup, toplam sülfatın %18'ini oluştururlar. Yeraltı suyundaki sülfat konsantrasyonu yüksek olduğunda sülfat kompleksleri fazlaca önem taşır. Tablo 3.5'deki serbest iyon komplekslerinin hesaplanma prosedürü Garrels ve Christ (1965) ve Truesdell ve Jones (1974) tarafından tanımlanmıştır.

Tablo 3.5 Çözünmüş türlerin hesaplanan ve analitik sonuçlar olarak ifade edildiği yeraltı suyunun kimyasal analizi.

	Laboratuvardan gelen analitik sonuçlar		Hesaplanmış çözünmüş türler			
Çözünmüş bileşen	Mg/*l* veya g/m^3	Molalite x 10^{-3}	Serbest iyon konsantrasyonu (molalitex10^{-3})	SO_4^{-2} iyon çiftleri[a] (molalitex10^{-3})	HCO_3^- iyon çiftleri[b] (molalitex10^{-3})	CO_3^{-2} iyon çiftleri[c] (molalitex10^{-3})
Ca	136	3,40	2,61	0,69	0,09	0,007
Mg	63	2,59	2,00	0,47	0,12	0,004
Na	325	14,13	14,0	0,07	0,06	0,001
K	9,0	023	0,23	0,003	<0,0001	<0,0001
Cl	40	1,0	1,0			
SO_4	640	6,67	5,43			
HCO_3	651	10,67	10,4			
CO_3	0,12	0,020	0,0086			
DIC	147,5	12,29	CO_3^{-2}; DIC hesaplaması HCO_3 ve pH verilerinden			
Sıcaklık = 10 ^{0}C, pH=7,2, CO_2 kısmî basıncı (hesapla bulunmuş)=3,04 x 10^{-2} bar						

Σkatyonlar (analitik)=26,39 meq/*l* Σanyonlar (analitik)=25,17

Σkatyonlar (hesapla)=23,64 meq/*l* Σanyonlar (hesapla)=22,44

Katyon-anyon toplamında hata (yük-denge hatası)(analitik)=%2,9

Katyon-anyon toplamında hata (yük-denge hatası)(hesapla)=%2,7

[a] SO_4^{-2} kompleksleri=$CaSO_4^0$, $MgSO_4^0$, $NaSO_4^-$, $Na_2SO_4^0$, KSO_4^-.

[b] HCO_3^- kompleksleri=$CaHCO_3^-$, $MgHCO_3^-$, $NaHCO_3^0$.

[c] CO_3^{-2} kompleksleri=$CaCO_3^0$, $MgCO_3^0$, $NaCO_3^-$.

Yeraltı suyundaki inorganik bileşenler, fulvik ve humik asitler gibi organik bileşiklerle de çözünmüş kompleksler oluşturabilmektedir. Çözünmüş organik karbonun çok ender olarak 10 mg/*l*'den daha büyük konsantrasyonlarda bulunduğu doğal yeraltı suyunda majör iyonların çözünmüş organik madde ile önemli sayılabilecek kompleksleri bulunmamaktadır. Ancak, kirlenmiş yeraltı sularında tehlikeli inorganik bileşiklerin organik kompleksler şeklindeki hareketleri çok önemli olabilir.

Çözünmüş Türlerin Hesaplanması

Laboratuvarda kullanılan analiz yöntemine bağlı olarak inorganik karbon analizinin sonuçları toplam çözünmüş inorganik karbon (DIC) veya HCO_3^- olarak ifade edilebilir. H_2CO_3, CO_3^{-2}, HCO_3^- veya DIC konsantrasyonlarının ve CO_2'in kısmî basıncının hesaplanmasında bu veri türlerinin her birini pH ile birlikte kullanmak mümkündür. (3-18), (3-20), (3-31), (3-32) ve (3-33) eşitlikleri bu hesaplamalar için gerekli denklemlerdir. Suyun tuzlu olmaması halinde H_2O'nun aktivitesi ile CO_2 ve H_2CO_3'ün aktivite katsayıları "bir" olarak alınır. (3-18), (3-31) ve (3-32) eşitliklerinin aktivite cinsinden; (3-20) ve (3-33) eşitliklerinin ise molalite cinsinden ifade edildiği hatırdan çıkarılmamalıdır. Suyun kimyasal analizinde HCO_3^- konsantrasyonu ile pH tayin edilirse, H_2CO_3'ün aktivitesini ve konsantrasyonunu bulmak için (3-31) eşitliği kullanılabilir. Bu işlem için ayrıca (3-5) eşitliğini kullanmak suretiyle konsantrasyonlar ile aktiviteler arasında dönüşümü sağlamak gerekecektir. H_2CO_3 aktivitesini (3-18) eşitliğindeki yerine koymak suretiyle CO_2'nin kısmî basıncı bar cinsinden elde edilir. CO_3^{-2}'ın aktivitesi (3-32) eşitliğinden bulunabilir ve daha sonra (3-5) eşitliği ile konsantrasyona dönüştürülür. Konsantrasyon değerlerinin (3-33) eşitliğinde yerine konulmasıyla DIC konsantrasyonu elde edilir. Bulunan sonucun doğruluğu önemli ölçüde pH ölçümlerinin doğruluğuna bağlıdır. Güvenilir pH verilerinin elde edilebilmesi için pH ölçümlerinin arazide yapılması gereklidir. Bu konu Altbölüm 3.9'da daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Aşağıda, serbest iyon ve kompleks konsantrasyonlarının hesaplanması işlemlerinde, sadece katyon-sülfat komplekslerinin önemli konsantrasyonlarda bulunduğu varsayılacaktır. Böylece, denge ilişkileri de,

$$K_{CaSO_4^o} = \frac{\left[Ca^{+2}\right]\left[SO_4^{-2}\right]}{\left[CaSO_4^o\right]} \tag{3-37}$$

$$K_{MgSO_4^o} = \frac{\left[Mg^{+2}\right]\left[SO_4^{-2}\right]}{\left[MgSO_4^o\right]} \tag{3-38}$$

$$K_{NaSO_4^-} = \frac{\left[Na^{+}\right]\left[SO_4^{-2}\right]}{\left[NaSO_4^-\right]} \tag{3-39}$$

şeklinde ifade edilir. Kütlenin korunması ilkesinden hareketle,

$$Ca(toplam) = (Ca^{+2})+(CaSO_4^o) \tag{3-40}$$

$$Mg(toplam) = (Mg^{+2})+(MgSO_4^o) \tag{3-41}$$

$$Na(toplam) = (Na^{+})+(NaSO_4^-) \tag{3-42}$$

$$SO_4^o(toplam) = (SO_4^{-2})+ (CaSO_4^o)+ (MgSO_4^o)+ (NaSO_4^-) \tag{3-43}$$

olur. Ca(toplam), Mg(toplam), Na(toplam) ve SO_4(toplam) konsantrasyonları laboratuvar analizlerinden elde edilir. Bu durumda yedi denklem ve yedi tane de bilinmeyen (Na^+, Mg^{+2}, Ca^{+2}, SO_4^{-2}, $NaSO_4^-$, $MgSO_4^0$, $CaSO_4^0$) vardır. Bu eşitliklerin elle çözümü Garrels ve Christ (1965)'ın tanımladığı ardıl yaklaşımlar yöntemiyle mümkündür. Aktiviteler ile konsantrasyonlar arasındaki dönüşümler (3-5) ve (3-6) eşitliklerindeki iyonik güç – aktivite katsayısı bağıntılarıyla yapılır. Toplam konsantrasyon değerlerinden hesaplanmış iyonik güçler çoğu zaman kabul edilebilir doğruluktadır. Ancak, tuzlu çözeltilerdeki iyonik gücün hesaplanmasında komplekslerin etkisi dikkate alınmalıdır.

Serbest iyonların ve komplekslerin konsantrasyonlarının hesaplanması, özellikle sülfat, bikarbonat ve karbonat komplekslerinin hepsinin katıldığı hesaplamalarda sıkıcı ve çok zaman alan bir işlemdir. Son yıllarda bu tür hesaplamaların yapılmasında bilgisayarlar önemli ölçüde kullanılmaya başlanmıştır. Bu amaç için yazılmış ve yaygınca kullanılan, kapsamlı bilgisayar programları mevcuttur. Bunlar arasında en kolay ulaşılabilen ikisi, Truesdell ve Jones (1974) ile Kharaka ve Barnes (1973) tarafından yazılan ve Tablo 3.5'deki sonuçları elde etmede kullanılan programlardır. Yeraltı suyundaki kimyasal verileri işleyen bu tür programlar giderek yaygınlaşmakta ve kimyasal analiz sonuçlarıyla jeolojik iskeleti yorumlamaya yönelik çalışmalarda kullanılmaktadır.

3.4 Konsantrasyon Eğiminin Etkileri

Çözeltilerdeki difüzyon (yayılma); iyonik veya moleküler bileşenlerin kinetik aktivite etkisiyle konsantrasyon eğimi yönünde hareket etmesi şeklinde gelişen bir işlemdir. Difüzyon gelişiminde çözeltinin yığınsal (bulk) hidrolik hareketi söz konusu değildir. Çözelti akış halinde ise; difüzyon, iyonik ve moleküler bileşenlerin karışmasını sağlayan mekanik dispersiyon (dağılma) ile birlikte gelişen bir mekanizmadır. Konsantrasyon eğimi olmadığı zaman difüzyon da durur. Difüzyon süreci kimi zaman *self difüzyon*, moleküler difüzyon ve iyonik difüzyon olarak da anılmaktadır.

Birim zaman içerisinde, belirli bir enine kesit alanından geçen yayınan maddenin kütlesi konsantrasyon eğimi ile orantılıdır. *Fick'in birinci yasası* olarak bilinen bu kavram,

$$F = -D(dC/dx) \tag{3-44}$$

şeklinde ifade edilir. Burada, F: kütle akışı (mass flux) olup, birim zamanda birim alana düşen çözünen kütlesi [M/L^2T], D: difüzyon katsayısı [L^2/T], C: çözünen konsantrasyonu [M/L^3] ve dC/dx: difüzyon yönünde negatif bir büyüklük olan konsantrasyon eğimidir. Sulu bir çözelti içerisindeki elektrolitlerin difüzyon katsayıları çok iyi bilinmektedir. Yeraltı suyundaki majör iyonların (Na^+, K^+, Mg^{+2}, Ca^{+2}, Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{-2}) difüzyon katsayıları 25 ^{0}C'da 1 x 10^{-9} ile 2 x 10^{-9} m^2/s arasında değişmektedir

(Robinson ve Stokes, 1965). Bu katsayılar sıcaklığa bağımlıdır. Meselâ, 5 ^{0}C'da katsayılar yaklaşık %50 daha küçüktür. İyonik gücün etkisi çok küçüktür.

Gözenekli ortamda, iyonlar katı matriks içinde bulunan partiküllerden dolayı daha uzun yol kat etmek durumunda olduğundan ve ayrıca katıların adsorpsiyon etkisinden dolayı, bu iyonların görünür difüzyon katsayıları sudakine kıyasla çok daha düşüktür. Gözenekli ortamda adsorplanmayan türler için görünür difüzyon katsayısı,

$$D^*=\omega D \tag{3-45}$$

ilişkisi ile ifade edilir. Burada ω, gözenekli ortamdaki katı fazın difüzyon üzerine etkisini hesaba katan ampirik bir katsayı olup, değeri 1'den küçüktür. Adsorplanmayan iyonların gözenekli jeolojik birimlerdeki difüzyonu ile ilgili laboratuvar çalışmalarında ω'nin değerinin genellikle 0,5 ile 0,01 arasında olduğu gözlenmiştir.

Fick'in birinci yasası ve süreklilik eşitliğinden hareketle, yayınan bir maddenin konsantrasyonunu zaman ve uzay ile ilişkilendiren bir diferansiyel denklem tesis etmek mümkündür. Fick'in ikinci yasası tek boyut için,

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D^* \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \tag{3-46}$$

şeklinde ifade edilir.

Gözenekli jeolojik birimlerde çözünenlerin ne oranda çözündükleri hakkında bir fikir edinmek için, farklı çözünen konsantrasyonlarına sahip ve birbiri ile temastaki iki katmandan oluşan kuramsal bir durumu göz önüne alacağız. Bu katmanların suya doygun olduğu ve hidrolik eğimlerin de ihmal edilebilir olduğu varsayılacaktır. Katmanlardan birinde, çözünen türü *i*'nin konsantrasyonu belirli bir başlangıç zamanı için C_o olsun. Diğer katmandaki başlangıç konsantrasyonu C de yaklaşık sıfır kabul edilebilecek kadar küçük bir değerde olsun. Çözünen, ara yüzeydeki konsantrasyon eğiminden dolayı yüksek konsantrasyon katmanından düşük konsantrasyon katmanına doğru yayılacaktır. Yüksek konsantrasyon katmanındaki çözünen konsantrasyonunun zamanla değişmediği varsayılır. Bu durumu yansıtan en iyi örnek, mineral çözünmesi ile sağlanan dengedeki çözünen konsantrasyonun durumudur. t zamanında ve x yönündeki C değerleri

$$C_i(x,t)=C_o \operatorname{erfc}[x/2(D^*t)^{0,5}] \tag{3-47}$$

ilişkisinden hesaplanabilir (Crank, 1956). Buradaki erfc, tamamlayıcı hata fonksiyonudur (Ek V). D^*'in değeri 5 x 10^{-10} m^2/s kabul edilerek belirli bir zaman aralığındaki çözünen konsantrasyonu profili hesaplanabilir. Sözgelimi, C/C_o = 0,1 gibi göreceli bir konsantrasyon ve x = 10 m mesafesi için gerekli difüzyon zamanı (3-47) eşitliği ile yaklaşık 500 yıl olarak bulunur. Buradan da görülebileceği gibi, difüzyon çok yavaş bir işlemdir. Aktif yeraltı suyu akış kuşaklarında suyun yığınsal hareketinin etkisiyle çoğu zaman difüzyon belirgin şekilde gelişememektedir. Yeraltı suyu hızının küçük olduğu kil ve şeyl gibi düşük geçirgenliğe sahip birimlerde jeolojik zaman

içinde, difüzyonun çözünen bileşenlerin alansal yayılması üzerindeki etkisi büyük olabilir. Bu konu Altbölümler 7.8 ve 9.2'de etraflıca ele alınmıştır.

Laboratuvar araştırmaları sıkıştırılmış killerin yarı-geçirgen membran gibi davranabileceğini göstermiştir (Hanshaw, 1962). Yarı-geçirgen membranlar yüksüz (nötral) türlerin büyük miktarlarda geçişine izin verirken, iyonların geçişini önemli ölçüde engellemektedir. Sıkıştırılmış kilin altındaki veya üstündeki katmanlarda gözenek suyunun iyon konsantrasyonları farklı ise, bu katmanlardaki suyun konsantrasyonu da farklı olmalıdır. Yüksüz olan su molekülleri yarı-geçirgen kil membranları içinden geçebildiğinden, membran boyunca ihmal edilebilir hidrolik eğim şartlarında, yüksek su konsantrasyonu (düşük tuzluluk) zonundan düşük su-konsantrasyonu (yüksek tuzluluk) zonuna doğru hareket difüzyon vasıtasıyla oluşacaktır. Yüksek tuzluluk zonu bir kapalı sistem ise, difüzyon yoluyla zon içine su hareketi, kil içindeki sıvı basıncında bir artışa neden olacaktır. Düşük tuzluluk zonu bir kapalı sistem ise, zonun sıvı basıncı azalacaktır. Kil katmanında meydana gelen bu basınç farklılaşması işlemine *ozmoz* denilmektedir. Kil katmanındaki *denge ozmotik basıncı*, su difüzyonu etkisinin basınç farklılığı ile dengelediği zaman oluşan basınç farkıdır. Bu durum meydana geldiğinde kildeki su göçü durur. Laboratuvar deneylerinde farklı konsantrasyondaki çözeltileri ayıran yarı geçirgen membrandaki ozmotik basıncı, sadece su difüzyonunu engellemeye yetecek kadar basınç farkı uygulanmak suretiyle ölçülür. Sedimenter havzalarda ozmoz, denge ozmotik basıncına erişilmediği durumlarda bile, kil katmanlarında büyük basınç farklılaşmasına neden olabilmektedir.

Yarı geçirgen membranlarda ozmotik basınç farkı ile çözelti konsantrasyon farkı arasındaki ilişkiyi ifade etmek için çok sayıda bağıntı kullanılmıştır. Bunlardan biri termodinamikte de kullanılan,

$$P_o = \frac{RT}{\overline{V}_{H_2O}} \ln\left(\frac{[H_2O]^I}{[H_2O]^{II}}\right) \tag{3-48}$$

ilişkisidir (Babcock, 1963). Burada, P_o: ozmozun neden olduğu hidrostatik basınç farkı, R: gaz sabiti (0,0821 litre.bar/K.mol), T: Kelvin sıcaklığı, $\overline{V}_{H_2O}$: saf suyun molar hacmi (25 ^{0}C'da 0,018 l/mol) ve $[H_2O]^I$ ile $[H_2O]^{II}$ de sırasıyla daha tuzlu çözeltideki ve daha az tuzlu çözeltideki suyun aktivitesidir. Değişik tuz çözeltilerindeki suyun aktivite değerleri Robinson ve Stokes (1965)'da verilmiştir. (3-48) eşitliğini kullanarak, sedimenter havzalardaki yeraltı suyunda pek yaygın olmayan tuzluluk farklılıklarının büyük ozmotik basınçlara neden olduğu gösterilebilir. Burada, elbette ki, tuzluluk zonlarını ayıran sıkıştırılmış ve fisürsüz bir kil veya şeyl katmanının bulunması şartı vardır. Sözgelimi, sıkıştırılmış bir kil ile ayrılmış I ve II ile sembolize edilen iki akiferi göz önüne alalım. Akiferlerden birindeki su %6; diğerindeki de %12 olmak üzere her ikisi de yüksek NaCl konsantrasyonları içeriyorsa, H_2O aktivite oranı 0,95 olacaktır. Bu değerin (3-48) eşitliğine uygulanmasıyla iki akiferdeki ozmotik basınç farkının 68 bar olduğu sonucu çıkar. Bu da hidrostatik yük açısından 694 m suya eşdeğerdir (saf su

cinsinden). Sedimenter havzalarda bu gerçekten çok çarpıcı bir yük farkıdır. Ancak, büyük osmoz basınçlarının gerçekte oluşabilmesi için özel stratigrafik şartlar gereklidir. Bu şart, ozmotik basınç artışının yüksek basınç zonundan düşük basınç zonuna doğru sıvı akışı sırasındaki basınç azalmasından çok daha çabuk olması şartıdır.

3.5 Mineral Çözünmesi ve Çözünürlük

Çözünürlük ve Denge Sabiti

Su ile mineraller temas haline geldiğinde mineraller çözünmeye başlar ve çözünme işlemi suda denge konsantrasyonlarına erişilinceye veya mineraller tamamen tükeninceye kadar devam eder. Bir mineralin *çözünürlüğü*, o mineralin belirli şartlar altında birim hacim çözelti içerisinde çözünen kütlesi olarak tanımlanmaktadır. Yeraltı suyu kendi akış rotası içinde akarken karşılaşılan minerallerin çözünürlük derecesi, logaritmik olarak birkaç derece mertebesinde olabilmektedir. Bu nedenle, suyun akış tarihçesi içinde temas ettiği minerallere bağlı olarak, yeraltı suyu çözünmüş madde bakımından yağmur suyuna yakın bir değerde olabilir veya deniz suyundan çok daha tuzlu olabilir.

Tablo 3.6'da birçok sedimenter mineralin saf suda, 25 ^{0}C'da ve 1 bar toplam basınç altındaki çözünürlükleri verilmiştir. Tabloda ayrıca bu minerallerin 25 ^{0}C'da ve 1 bar basınç altındaki çözünme reaksiyonları ile denge sabitleri verilmiştir. Karbonat minerallerinin çözünürlüğü CO_2 kısmî basıncına bağlıdır. Kalsit ve dolomitin çözünürlükleri doğal yeraltı suyundaki değer aralığını ifade etmek bakımından Tablo 3.6'da iki kısmî basınç (10^{-3} bar ve 10^{-1} bar) için verilmiştir.

Tablo 3.6 Suda tam çözünen bazı minerallerin suda 25 ^{o}C'da ve 1 bar toplam basınç altındaki ayrışma reaksiyonları, denge sabitleri ve çözünürlükleri.

Mineral	Ayrışma reaksiyonu	Denge sabiti, K_{eq}	pH=7'de çözünürlük (mg/*l* veya g/m^3)
Gibsit	$Al_2O_3 . 2H_2O+H_2O=2Al^{+3}+6OH^-$	10^{-34}	0,001
Kuvars	$SiO_2+2H_2O=Si(OH)_4$	$10^{-3,7}$	12
Hidroksilapatit	$Ca_5OH(PO_4)_3=5Ca^{+2}+3PO_4^{-3}+OH^-$	$10^{-55,6}$	30
Amorf silis	$SiO_2+2H_2O=Si(OH)_4$	$10^{-2,7}$	120
Florit	$CaF_2=Ca^{+2}+2F^-$	$10^{-9,8}$	160
Dolomit	$CaMg(CO_3)_2=Ca^{+2}+Mg^{+2}+2CO_3^{-2}$	$10^{-17,0}$	90[a], 480[b]
Kalsit	$CaCO_3= Ca^{+2}+ CO_3^{-2}$	$10^{-8,4}$	100[a], 500[b]
Jips	$CaSO_4 . 2H_2O= Ca^{+2}+SO_4^{-2}+2H_2O$	$10^{-4,5}$	2100
Silvit	$KCl=K^++Cl^-$	$10^{+0,9}$	264000
Epsomit	$MgSO_4 . 7H_2O=Mg^{+2}+SO_4^{-2}+7H_2O$	–	267000
Mirabillit	$Na_2SO_4+10H_2O=2Na^++SO_4^{-2}+10H_2O$	$10^{-1,6}$	280000
Halit	$NaCl=Na^++Cl^-$	$10^{+1,6}$	360000

[a] CO_2 kısmî basıncı=10^{-3} bar

[b] CO_2 kısmî basıncı=10^{-1} bar

Kaynak: Seidell, 1958'den çözünürlük verileri.

Mineral çözünürlükleri ile denge sabitleri arasında bir karşılaştırma yapılırsa, denge sabitinin göreceli büyüklüklerinin minerallerin göreceli çözünürlüklerini iyi bir şekilde temsil etmediği görülecektir. Bunun nedeni, denge ilişkilerindeki iyon veya molekül aktivitelerinin üslerinin dengeli ayrışma ifadesindeki mol sayısına yükseltilmesidir. Meselâ, kalsitin $P_{CO_2}=10^{-1}$ bar basınç altında saf sudaki çözünürlüğü 500 mg/*l* ve aynı şartlarda dolomitin çözünürlüğü yaklaşık aynıdır (480 mg/*l*) fakat, denge sabitleri arasında logaritmik olarak sekiz derece fark vardır; çünkü, K_{dol} denkleminde $[CO_3^{-2}]$ teriminin üssü –2'dir. Diğer bir örnek de, pH=7'deki çözünürlüğü 30 mg/*l* ve denge sabiti $10^{-55,6}$ olan hidroksilapatitdir. Buradaki denge sabiti, mineralin çözünürlüğünün fazla önemli olmadığı şeklinde yanlış bir izlenim verebilir.

Tablo 3.6'da verilen minerallerin *tam çözünmesi* söz konusudur. Bu ifadenin anlamı, mineral çözünme reaksiyonundaki ürünlerin tamamının çözünmüş türler olmasıdır. Yeraltı suyunun kimyasal evrimini etkileyen pekçok mineralde tam çözünme söz konusu değildir; yani, çözünme ürünlerinden biri veya daha fazlası mineral veya amorf katı madde şeklindedir. Çoğu alüminyum silikatlarda çözünme bu şekildedir. Feldispatın albit türü bunun güzel bir örneğini teşkil eder:

$$\underbrace{NaAlSi_3O_8(s)}_{\text{albit}}+H_2CO_3+9/2H_2O \approx Na^+ + HCO_3^- + 2H_4SiO_4 + 1/2\underbrace{Al_2Si_2O_5(OH)_4(s)}_{\text{kaolinit}} \quad (3\text{-}49)$$

Bu reaksiyonda albit, karbonik asidin (H_2CO_3) katıdan yıkama (leaching) etkisi ile çözünmektedir (parantez içindeki "s" harfleri katı fazı işaret eder). Çözünme ürünlerinden biri de kil minerali kaolinittir. Bu reaksiyon granitik arazideki yeraltı suyunda çok yaygındır. Kütle etkisi yasasından,

$$K_{alb-kaol}=\frac{\left[Na^+\right]\left[HCO_3^-\right]\left[H_4SiO_4\right]^2}{\left[H_2CO_3\right]} \quad (3\text{-}50)$$

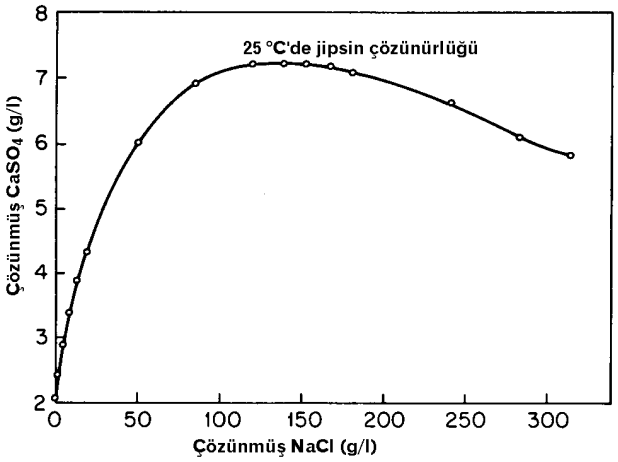
olup, buradaki denge sabiti (K) sıcaklık ve basınca bağlıdır. CO_2 kısmî basıncı biliniyor ise, (3-18), (3-31) ve (3-32) eşitliklerinden $[H_2CO_3]$ ile $[HCO_3^-]$ da bulunabilir. CO_2 kısmî basıncı arttıkça albitin ve diğer katyon aluminosilikatların çözünürlüğü de artar.

İyonik Güç Etkisi

Minerallerin saf suda ve yüksek tuzluluk içeren sudaki çözünürlükleri arasında yapılan karşılaştırmalar, tuzluluğun çözünürlüğü arttırdığını göstermektedir. İyonik güçteki artışın sonucunda aktivite katsayıları küçülmekte ve bu da çözünürlükte artışa neden olmaktadır. Bu durum *iyonik güç etkisi* olarak bilinmektedir. Bir örnek olması bakımından, jips mineralinin denge sabiti,

$$K_{jips}=\left[\gamma Ca^{+2}.\gamma SO_4^{-2}\right]\left[(Ca^{+2})(SO_4^{-2})\right] \quad (3\text{-}51)$$

şeklinde yazılabilir. Bağıntıdaki γ aktivite katsayısı olup, parantez içindeki türler molalite cinsinden ifade edilir. Şekil 3.3'de iyonik güç artarken γCa^{+2} ve γSO_4^{-2} değerlerinin azaldığı görülmektedir. (3-51) eşitliğindeki şartları karşılamak için Ca^{+2} ve SO_4^{-2} değerleri artmalıdır. Bu da, belirli sıcaklık ve basınç şartları altındaki mineral için daha yüksek çözünürlük demektir. Bu durum Şekil 3.6'da görsel olarak ifade edilmiş olup, iyonik güç etkisinin bir sonucu olarak jipsin çözünürlüğü üç katından daha yüksek bir değere çıkmıştır. 7. Bölümde tanımlanan diğer örneklerden iyonik güç etkisinin doğal ve kirlenmiş yeraltı sularında önemli rol oynayabileceği anlaşılmaktadır.



Şekil 3.6 25 °C sıcaklıkta 1 bar basınç altında, farklı NaCl konsantrasyonlarındaki sulu çözeltide jipsin çözünürlüğü (Shternina, 1960'dan).

Karbonat Sistemi

Yerkürede mevcut karbonun %99'unun karbonat minerallerinde bulunduğu tahmin edilmektedir. Karbonat minerallerinin en önemlileri kalsit ($CaCO_3$) ve dolomittir [$CaMg(CO_3)_2$]. Yeraltı suyu sedimenter havzaların yaklaşık tamamında ve metamorfik ve mağmatik kayalardan oluşan alanların da birçok kesiminde akış tarihçesinin en az bir kısmında karbonat mineralleri ile temas etmektedir. Yeraltı suyunun çoğu kirletici türlerinin olumsuz etkilerini azaltma yeteneği, su ve karbonat mineralleri arasındaki etkileşime bağlı olabilir. Yeraltı sularının karbon 14 yaşının yorumunu iyi yapabilmek için suyun bu mineraller ile nasıl bir etkileşim içerisinde olduğunun iyi bilinmesi gerekmektedir.

Denge durumunda su ile karbonat mineralleri olan kalsit ve dolomit arasındaki reaksiyonlar,

$$K_{kal} = \left[Ca^{+2}\right]\left[CO_3^{-2}\right] \tag{3-52}$$

$$K_{dol} = \left[Ca^{+2}\right]\left[Mg^{+2}\right]\left[CO_3^{-2}\right]^2 \tag{3-53}$$

şeklinde ifade edilebilir. Buradaki denge sabitleri sıcaklık ve basınca bağlıdır.

Minerallerin bol miktarda $CO_2(g)$ içeren ve sabit kısmî basınçtaki suda çözünmeleri halinde, (3-18) eşitliği ile ifade edildiği gibi, çözünmüş CO_2 konsantrasyonu sabit kalır (buradaki CO_2, karbonik asit cinsinden). Kalsitin çözünme sürecini,

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightarrow Ca^{+2} + 2HCO_3^- \qquad (3\text{-}54)$$

denklemi ile ifade etmek öğrenme açısından kolaylık sağlayacaktır. Burada, çözünme sırasında karbonik asit tüketimi söz konusudur. P_{CO_2} basıncı ne kadar büyük ise, tüketilecek H_2CO_3 miktarı da o kadar fazladır. Böylece, denge şartını sağlamak üzere reaksiyon devamlı surette sağa doğru ilerleyecektir.

Atmosfer gibi bol gazlı ve sabit P_{CO_2}'ye sahip bir ortamda nispeten engelsiz bir etkileşim söz konusu olduğundan, çözünmüş CO_2'in sabit olduğu sulu bir sistem mineral çözünmesi bakımından genellikle bir *açık sistem* olarak adlandırılmaktadır. Mineral-su etkileşimi ile tüketilen H_2CO_3 gazlı bir hazneden kullanılmıyorsa, sistem o zaman *kapalı sistem* olarak adlandırılır.

(3-18), (3-31) ve (3-32) eşitliklerini (3-52) eşitliğindeki yerlerine koyarak terimleri yeniden düzenlemek suretiyle aşağıdaki denklem elde edilir:

$$\left[H^+\right] = \left\{ \frac{K_{H_2CO_3}.K_{HCO_3^-}.K_{CO_2}}{K_{kal}} P_{CO_2} \left[Ca^{+2}\right] \right\}^{1/2} \qquad (3\text{-}55)$$

Köşeli parantez içindeki değerler aktiviteleri ifade eder. P_{CO_2} basıncı bar cinsindendir. 0–30 ^{0}C aralığındaki denge sabitleri Tablo 3.7'de verilmiştir. (3-55) eşitliği 25 ^{0}C'da aşağıdaki şekle indirgenir:

$$[H^+] = 10^{-4,9}\{[Ca^{+2}]\ P_{CO_2}\}^{1/2} \qquad (3\text{-}56)$$

Tablo 3.7 Saf suda 0–30 ^{o}C sıcaklık aralığında ve 1 bar toplam basınç altında kalsit, dolomit ve majör sulu karbonat türlerinin denge sabitleri.

Sıcaklık (^{o}C)	pK_{CO_2}*	p$K_{H_2CO_3}$	p$K_{HCO_3^-}$	pK_{kal}	pK_{dol}
0	1,12	6,58	10,62	8,340	16,56
5	1,20	6,52	10,56	8,345	16,63
10	1,27	6,47	10,49	8,355	16,71
15	1,34	6,42	10,43	8,370	16,79
20	1,41	6,38	10,38	8,385	16,89
25	1,47	6,35	10,33	8,400	17,0
30	1,67	6,33	10,29	8,51	17,9

* pK=–log$K$.

Kaynaklar: Garrels ve Christ, 1965; Langmuir, 1971.

Kalsitin belirli bir CO_2 kısmî basıncı altındaki çözünürlüğünü bulmak için başka bir denkleme daha ihtiyaç vardır. Bu aşamadaki bir mineral-su denge problemi için elektro-nötralite denkleminin kullanılması uygun olacaktır. Saf suda kalsit çözünmesi için elektro-nötralite denklemi aşağıdaki gibidir:

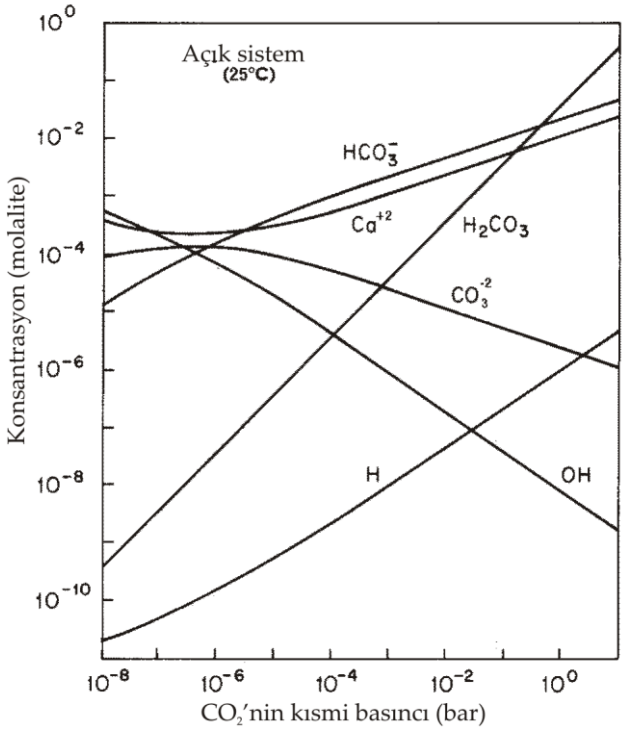
$$2(Ca^{+2})+(H^{+})=(HCO_3^{-})+2(CO_3^{-2})+(OH^{-}) \qquad (3\text{-}57)$$

Bu denklemdeki terimler molalite cinsindendir. Yeraltı suyunun tipik P_{CO_2} değerlerinde (H^+) ve (OH^-) terimleri, bu denklemdeki diğer terimlerle kıyaslandığında ihmal edilebilir. (3-56) ve (3-57) eşitliklerini birleştirerek (3-18), (3-31) ve (3-32) eşitliklerinde uygun yerlere koymak suretiyle iki değişken ile aktivitelerden oluşan bir polinom türetmek mümkündür. P_{CO_2}'nin belirli değerleri için bilgisayarda tekrarlı çözümler elde edilebilir. Problemi, biraz güç de olsa Garrels ve Christ (1965) ve Guenther (1975)'in tanımladığı ardıl yaklaşımlar yöntemiyle analitik olarak çözmek de mümkündür. Bunun için başlangıç olarak (CO_3^{-2})'a kıyasla (HCO_3^-)'ın oldukça büyük olduğu kabul edilebilir. Şekil 3.5(a)'ya bakıldığında yaklaşık olarak 9'dan daha düşük pH değerlerinde bu varsayımın doğru olduğu görülecektir. Bu durum, (CO_3^{-2}) ile kompleks yapan iyon konsantrasyonlarının düşük olduğu hemen hemen tüm doğal sular için geçerlidir. Bu nedenle, (3-57) eşitliği aşağıdaki şekle indirgenir:

$$(Ca^{+2})=(HCO_3^{-})/2 \qquad (3\text{-}58)$$

Kalsitin belirli bir P_{CO_2}'de denge oluşturacak şekilde çözünmesinden sonra, sudaki çözünmüş türler şu adımları takip etmek suretiyle bulunabilir: (1) (3-55) eşitliğindeki $[H^+]$'ya herhangi bir değer verdikten sonra $[Ca^{+2}]$ değerini hesaplayınız; (2) birinci adımda elde edilen $[Ca^{+2}]$ değerini ve (3-58) eşitliğinden elde edilen (HCO_3^-) değerini kullanarak bir iyonik güç değeri elde ediniz; (3) Şekil 3.3'den γCa^{+2} ve γHCO_3^-'ın yaklaşık değerlerini bulduktan sonra $(Ca^{+2})=[Ca^{+2}]/\gamma Ca^{+2}$ ilişkisinden Ca^{+2}'yi hesaplayınız; (4) belirli bir P_{CO_2} değeri ve birinci basamakta seçilen $[H^+]$ için (3-18) ve (3-31) eşitliklerinden $[HCO_3^-]$'ı hesaplayınız; (5) aktivite ilişkisi vasıtasıyla $[HCO_3^-]$'dan (HCO_3^-)'a dönüştürme yapınız; ve (6) birinci basamakta elde edilen (Ca^{+2})'yı beşinci basamakta elde edilen $(HCO_3^-)/2$ ile karşılaştırınız. Bu iki değer birbirine eşit veya çok yakın ise (3-57) eşitliğindeki şartlar sağlanmış demektir; elde edilen sonuç da problemin çözümüdür. Eşitliğin sağlanmaması halinde yeni bir $[H^+]$ değeri alarak aynı adımlar tekrarlanır. Bu tür problemlerde yaklaşık doğru çözüm iki veya üç tekrardan sonra elde edilebilmektedir. Saf suda sabit P_{CO_2} ve sıcaklık şartlarında kalsit denge çözünmesi için bu tür hesaplamaların sonuçları Şekil 3.7'de görülmektedir. Buradan kolaylıkla anlaşılacağı gibi, çözünürlük P_{CO_2}'ye çok bağımlıdır ve $[H^+]$'ın denge değerleri (veya pH) değişik P_{CO_2} değerlerinde çok büyük değişimler göstermektedir. $CaCO_3$'a doygun sulu seyreltik çözeltilerde küçük konsantrasyonlarda bulunan $CaCO_3^0$ ve $CaHCO_3^+$ gibi iyon çiftleri yukarıdaki hesaplamalara dahil edilmemiştir. Şekil 3.7'de görüldüğü gibi, Ca^{+2} ve HCO_3^- konsantrasyon çizgileri paraleldir (sadece 0,3 birim ile ayrılmışlardır). Bu durum, P_{CO_2} değerlerinin hemen hemen değişmez bir şekilde

10^{-4} bardan büyük olduğu yeraltı suyu ortamında, karakteristik P_{CO_2} şartlarındaki çözünme sürecinin (3-54) eşitliğindeki reaksiyon ile doğru bir şekilde temsil edildiğini göstermektedir. İşte bu nedenle, yeraltı suyunda bulunan çözünmüş inorganik karbondaki egemen iyonik tür CO_3^{-2} değil de HCO_3^-'dır.



Şekil 3.7 P_{CO_2} açık sistem çözünmesinin bir fonksiyonu olarak, kalsit ile dengelenmiş sudaki çözünmüş türler (Guenther, 1975'den).

Su yerin atmosferiyle veya zemin zonu atmosferiyle temasa geldikten sonra, yeraltı suyu kuşağı gibi CO_2 gaz kaynağından izole olmuş kalsit veya dolomit ile temas ederse CO_2 ile yüklenmiş olur. Suyun CO_2 ile yüklenmesi halinde çözünme meydana gelir fakat, çözünmüş türlerin dengedeki konsantrasyonları farklı olur. Karbonik asit bu kapalı sistem çözünme sürecinde tüketilirse de, çözünme devam ederken sistem dışından takviye edilmez. Bu şart için (3-18) eşitliği, reaksiyon dengeye doğru devam ederken P_{CO_2}'nin de azalması gerektiğini ifade eder.

Karbonat minerallerinin kapalı sistem şartları altındaki çözünürlüğü daha az ve denge pH değerleri daha yüksektir. Kapalı sistem durumunda çözünmüş inorganik karbon, çözünme süreci başladığı zaman zaten mevcut olan çözünmüş CO_2'den ve çözünen kalsit ve/veya dolomitten temin edilmektedir. Açık sistem durumunda ise, çözünme devam ederken çözeltiye atmosferden CO_2 girişi devam eder. Bu durumda toplam çözünmüş organik karbon; başlangıçtaki CO_2'den, takviye edilen CO_2'den ve

ayrıca minerallerden gelen karbondan oluşur. Bu farklılıklar 7. Bölümde işaret edildiği gibi, yeraltı suyunun karbonatlı arazideki evrimi ve karbon 14 yaş değerlendirmesi yorumlamalarında son derece önemli olabilir.

Ortak İyon Etkisi

Bazı durumlarda bir mineralin ayrışmasıyla çözeltiye eklenen iyonlar başka bir mineralin çözünürlüğünü etkileyebilir. Bu etki, aktivite katsayılarındaki değişimin yaptığı etkiden daha büyük ölçüde olabilir. Ca^{+2} veya CO_3^{-2} içermeyen bir elektrolit kalsite doygun sulu bir çözeltiye katılırsa iyonik güç etkisinden dolayı kalsitin çözünürlüğü artacaktır. Ancak, Ca^{+2} veya CO_3^{-2} içeren bir elektrolit katılması halinde ise kalsit çökelimi gerçekleşecektir. Çünkü, $[Ca^{+2}]\,[CO_3^{-2}]$ çarpımının K_{kal} denge sabitine ulaşması sağlanmak zorundadır.

Aktivitelerinin çarpımı K_{kal}'e eşit olacak şekilde yeteri kadar Ca^{+2} ve CO_3^{-2} içeren yeraltı suyu kuşağında hareket eden su, jips içeren katmanlarla karşılaşabilir.

$$CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow Ca^{+2} + SO_4^{-2} + 2H_2O \qquad (3\text{-}59)$$

şeklindeki jips ayrışması iyonik gücün artmasına ve Ca^{+2} konsantrasyonun yükselmesine neden olur. Molalite ve aktivite katsayıları cinsinden kalsit için denge denklemi şu şekildedir:

$$K_{kal} = \gamma Ca^{+2} \cdot \gamma CO_3^{-2} \cdot (Ca^{+2})(CO_3^{-2})$$

Jips çözünmesi, aktivite katsayısı çarpımı $\gamma Ca^{+2} \cdot \gamma CO_3^{-2}$'nin azalmasına neden olur. Ancak, çözünmüş jipsden gelen (Ca^{+2}) katkısından dolayı $(Ca^{+2})(CO_3^{-2})$ çarpımı daha yüksek bir miktarda artar. Bu nedenle, çözeltinin kalsit açısından dengede kalabilmesi için kalsitin çökelmesi şarttır.

Kalsit ve jipsin değişik NaCl konsantrasyonlarındaki suda çözünürlükleri Şekil 3.8'de verilmiştir. Belirli bir NaCl içeriğinde, kalsit veya jipsden birinin varlığı, diğerinin çözünürlüğünde azalmaya yol açar. İyonik güç etkisinden dolayı, yüksek NaCl konsantrasyonlarında iki mineralin çözünürlüğü de artar.

Dengesizlik ve Doygunluk İndisi

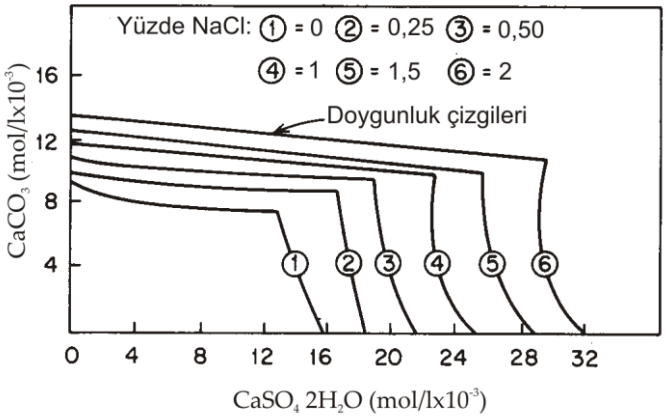
(3-2) eşitliği dengesiz şartlar için göz önüne alınırsa, reaksiyona girenler ile ürünler arasındaki ilişki,

$$Q = \frac{[B]^b\,[C]^c}{[D]^d\,[E]^e} \qquad (3\text{-}60)$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada, Q: reaksiyon bölümü ve diğer parametreler de (3-3) eşitliğinde ifade edilenlerle aynıdır. Aşağıdaki orantı, zamanda veya uzayda belirli bir

noktadaki mineral çözünmesi-çökelme reaksiyonu durumu ile termodinamik denge şartı arasında faydalı bir kıyaslamadır:

$$S_i = Q/K_{eq} \tag{3-61}$$



Şekil 3.8 25 °C sıcaklık ve P_{CO_2} = 1 bar basınç altında, değişik konsantrasyonlarda çözünmüş NaCl içeren jips ve kalsitin çözünürlüğü (Shterna ve Frolova, 1945'den).

Buradaki S_i'ye *doygunluk indisi* denir. Yeraltı suyu ile temas halindeki kalsit için (bkz. Altbölüm 3.2) doygunluk indeksi,

$$S_i = \frac{\left[Ca^{+2}\right]\left[CO_3^{-2}\right]}{K_{kal}} \tag{3-62}$$

Şeklindedir. Paydaki aktiviteler yeraltı suyu örneğinin analizinden ve (3-32) eşitliğinden; denge sabiti K_{kal} de serbest enerji verilerinden veya Tablo 3.7'deki gibi bir denge sabiti listesinden doğrudan elde edilebilir.

S_i >1 ise, suda ziyadesiyle iyonik bileşen var demektir. Bu nedenle, reaksiyon [(3-4) eşitliği] mineral çökelimini gerektirecek şekilde sola doğru olmalıdır. S_i<1 ise, mineral çözünürken reaksiyon da sağa doğru devam eder. S_i =1 ise reaksiyon dengededir; yani, söz konusu minerale doymuş demektir. Doygunluk ilişkisi yoluyla mineral-su reaksiyonları için, gerçek su örneklerinin durumunu hesaplanan denge şartları ile kıyaslamak mümkündür. Belirli bir doygunluk indisi için mineralin gerçekte yeraltı suyu kuşağında mevcut olmasına gerek yoktur. Ancak, jeokimyasal davranışın ve onun su üzerindeki kontrolünün iyice anlaşılmasının gerekli olduğu bir durumda, mineralojik bileşimin bilinmesi gereklidir.

Bazı yazarlar doygunluk indisini logaritmik olarak ifade etmektedir. Bu durumda indisin sıfır değeri denge şartını ifade edecektir. Yeraltı suyunda, yaygın bulunan mineraller bakımından bazı durumlarda denge yerine daha çok dengesizlik söz konusu olduğundan, doygunluk indisi bazı çalışmalarda dengesizlik indisi olarak kullanılmaktadır.

3.6 Oksidasyon ve Redüksiyon Süreçleri

Oksidasyon Durumları ve Redoks Reaksiyonları

Yeraltı suyu ortamında gelişen pekçok reaksiyonda, çözünmüş, gazlı veya katı bileşenler arasında elektron transferi söz konusudur. Elektron transferi sonucunda reaksiyona girenler ile ürünler arasında oksidasyon durumunda değişiklikler olmaktadır. Bazen *oksidasyon sayısı* olarak da isimlendirilen *oksidasyon durumu*, bir iyon veya molekülün ayrışması halinde atomun kazanacağı kuramsal yükü temsil eder. Yeraltı suyunda oluşan en önemli çoklu-oksidasyon durumu elementleriyle kazanılan oksidasyon durumları Tablo 3.8'de verilmiştir. Tabloda ayrıca bir maddenin formülünden oksidasyon durumunu bulduracak bazı kurallar da verilmiştir. Özellikle kovalent bağı içeren reaksiyonlarda belirli bir atomun elektron kazanmasını veya kaybetmesini tayin etmede bazı belirsizlikler bulunmaktadır. Bu kitapta oksidasyon basamaklarını temsil etmek için Romen rakamları; gerçek değerlikleri temsil etmek için de Arap rakamları kullanılmıştır.

Tablo 3.8 Oksidasyon basamaklarını tayin etmek için kurallar ve bazı örnekler.

Oksidasyon basamaklarını tayin etme kuralları:

1. Atom veya molekül halinin hangisinde olursa olsun serbest elementlerin oksidasyon durumları sıfırdır.
2. Basit iyon halindeki elementin oksidasyon basamakları iyon yükündeki değişime eşittir.
3. Oksijen bileşiklerindeki oksijenin oksidasyon durumu –2'dir. Şu durumlar istisnadır: O_2, O_3 (bkz. Kural 1), OF_2 (bunda +2) ve H_2O_2 gibi peroksitlerle –O–O– bağlı bileşikler (bunlarda –1).
4. Hidrojenin oksidasyon basamağı +1'dir. H_2 ile H'in daha az elektronegatif bir element ile birleştiği bileşikler hariç.
5. Moleküller için oksidasyon basamaklarının toplamı sıfırdır. İyon çiftleri ve kompleksler için ise türlerin ana yüklerine eşittir.

Örnekler:

Karbon Bileşikleri		Kükürt Bileşikleri		Azot bileşikleri		Demir bileşikleri	
Madde	C durumu	Madde	S durumu	Madde	N durumu	Madde	Fe durumu
HCO_3^-	+IV	S	0	N_2	O	Fe	O
CO_3^{-2}	+IV	H_2S	–II	SCN^-	+II	FeO	+II
CO_2	+IV	HS^-	–II	N_2O	–III	$Fe(OH)_2$	+II
CH_2O	0	FeS_2	–I	NH_4	+III	$FeCO_3$	+II
$C_6H_{12}O_6$	0	FeS	–II	NO_2^-	+V	Fe_2O_3	+III
CH_4	–IV	SO_3^{-2}	+IV	NO_3^-	–III	$Fe(OH)_3$	+III
CH_3OH	–II	SO_4^{-2}	+VI	HCN	–I	FeOOH	+III

Kaynak: Gymer, 1973; Stumm ve Morgan, 1970.

Redoks reaksiyonları olarak da bilinen oksidasyon-redüksiyon reaksiyonlarında serbest elektron yoktur. Devamlı bir şekilde elektron dengesinin sağlanabilmesi için her oksidasyona eşlik eden bir redüksiyon vardır (bunun tersi de doğrudur). Oksidasyon elektron kaybı; redüksiyon da elektron kazanımı olarak tanımlanmaktadır. Bu durum, redoks reaksiyonunu demir oksitlenmesi için ifade etmek suretiyle gösterilebilir:

$$O_2+4Fe^{+2}+4H^{+} = 4Fe^{+3}+2H_2O \quad (3\text{-}63)$$

Her redoks sistemi için *yarı-reaksiyonlar* aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$\text{okside durum} + ne = \text{indirgenmiş durum} \quad (3\text{-}64)$$

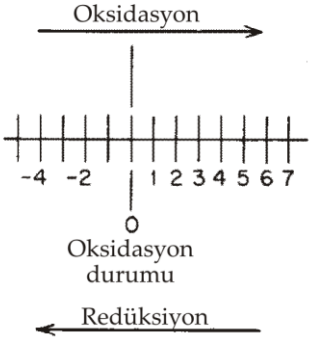
Demirin redoks reaksiyonu buradan hareketle yarı-reaksiyonlar cinsinden aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$O_2+4H^{+}+4e = 2H_2O \quad \text{(redüksiyon)} \quad (3\text{-}65)$$

$$4Fe^{+2} = 4Fe^{+3} + 4e \quad \text{(oksidasyon)} \quad (3\text{-}66)$$

Oksijenin oksidasyon basamağı redüksiyon yarı-reaksiyonunda sıfırdan (oksijen O_2 olarak) –II'ye gider (oksijen H_2O'da). Bu yüzden, 1 mol O_2 ve 4 mol H^{+}'dan 2 mol H_2O oluşurken 4 elektrona gerek duyulur. Oksidasyon yarı-reaksiyonunda 4 mol Fe(+II) 4 mol Fe(+III)'e dönüşürken kazanılan 4 elektron redüksiyon basamağında kullanılır. Tamamlanmış redoks reaksiyonu [(3-63) eşitliği] elektron transferinin net etkisini ifade eder ve hiçbir serbest elektron içermez. Yarı-reaksiyonları yazarken denklemin iki tarafındaki elektronların eşitlendiğinden emin olunmalıdır. Oksijen ve hidrojenden biri veya ikisi yeraltı suyu kuşağındaki çoğu redoks reaksiyonlarında reaksiyona iştirak etse de, ne oksijen ne de hidrojen bu reaksiyonlara girmez. Oksidasyon basamağındaki değişimler açısından oksidasyon ve redüksiyon kavramları Şekil 3.9'da görsel olarak ifade edilmiştir.

Yeraltı suyunda oluşan çoğu redoks süreçlerinin yarı-reaksiyonlarının bir listesi Tablo 3.9'da verilmiştir.



Şekil 3.9 Oksidasyon durumları ile ilişkili olarak oksidasyon ve redüksiyon.

Tablo 3.9 Yeraltı suyu ortamında bulunan çoğu bileşenler için redoks yarı-reaksiyonları.

(1) $1/4O_2+H^++e=1/2H_2O$

(2) $H^++e=1/2H_2(g)$

(3) $H_2O+e=1/2H_2(g)+OH^-$

(4) $1/5NO_3^-+6/5H^++e=1/10N_2(g)+3/5H_2O$

(5) $1/2NO_3^-+H^++e=1/2NO_2^-+1/2H_2O$

(6) $1/8NO_3^-+5/4H^++e=1/8NH_4^++3/8H_2O$

(7) $1/6NO_2^-+4/3H^++e=1/6NH_4^++1/3H_2O$

(8) $1/4NO_3^-+5/4H^++e=1/8N_2O(g)+5/8H_2O$

(9) $1/2NO_2^-+3/2H^++e=1/4N_2O(g)+3/4H_2O$

(10) $1/6N_2(g)+4/3H^++e=1/3NH_4^+$

(11) $1/4CH_2O+H^++e=1/4CH_4(g)+1/4H_2O$

(12) $1/4CO_2(g)+H^++e=1/4CH_2O+1/4H_2O$

(13) $1/2CH_2O+H^++e=1/2CH_3OH$

(14) $1/8CO_2(g)+H^++e=1/8CH_4(g)+1/4H_2O$

(15) $1/2CH_3OH+H^++e=1/2CH_4(g)+1/2H_2O$

(16) $1/6SO_4^{-2}+4/3H^++e=1/6S(g)+2/3H_2O$

(17) $1/8SO_4^{-2}+5/4H^++e=1/8H_2S(g)+1/2H_2O$

(18) $1/8SO_4^{-2}+9/8H^++e=1/8HS^-+1/2H_2O$

(19) $1/2S(k)+9/8H^++e=1/2H_2S(g)$

(20) $Fe^{+3}+e=Fe^{+2}$

(21) $Fe(OH)_3(k)+HCO_3^-+2H^++e=Fe(CO_3)(k)+3H_2O$

(22) $Fe(OH)_3(k)+3H^++e=Fe^{+2}+3H_2O$

(23) $Fe(OH)_3(k)+H^++e=Fe(OH)_2(k)+H_2O$

(24) $1/2FeS_2(k)+2H^++e=1/2Fe^{+2}+H_2S(g)$

(25) $1/2Fe^{+2}+S(k)+e=1/2FeS_2(k)$

(26) $1/16Fe^{+2}+1/8SO_4^{-2}+e=1/16FeS_2(k)+1/2H_2O$

(27) $1/14Fe(OH)_2(k)+1/7SO_4^{-2}+9/7H^++e=1/14FeS_2(k)+5/7H_2O$

(28) $1/14Fe(CO_3)(k)+1/7SO_4^{-2}+17/14H^++e=1/14FeS_2(k)+4/7H_2O+1/14HCO_3^-$

(29) $1/2MnO_2(k)+1/2HCO_3^-+3/2H^++e=1/2MnCO_3(k)+3/8H_2O$

(30) $Mn^{+2}+2e=Mn(k)$

(31) $1/2MnCO_3+1/2H^++e=1/2Mn(k)+1/2HCO_3^-$

(32) $MnOOH(k)+HCO_3^-+2H^++e=MnCO_3(k)+2H_2O$

(33) $MnO_2+H^++e=MnOOH$

Oksijen ve Organik Maddenin Tüketimi

Kirlenmemiş akarsu ve göllerde, atmosferden oksijen karışımı söz konusu olduğundan, genellikle oksitleyici şartlar hakimdir. Ancak, yeraltı suyu sistemlerindeki eğilim; oksijen azalması ve indirgeyici şartlar şeklindedir. Yeraltı suyu kuşağındaki suyun dolaşımı genellikle atmosferden izole edilmiş olduğundan, hidrokimyasal ve biyokimyasal reaksiyonlarda tüketilen oksijen takviye edilmez. Oksitlenmiş bileşik genellikle organik maddedir. Reaksiyonlar, elektron transferinden enerji elde eden bakteriler veya yalıtılmış enzimler tarafından katalizlenirler. Buradaki tartışmamızda, reaksiyonlara eşlik eden biyokimyasal süreçlerin ayrıntılarına girmeden, reaksiyonların uygun bir termodinamik yönde ilerlediğini varsayacağız. Organik madde oksidasyonunu gösterebilmek için, elektron verici olarak basit bir karbonhidrat olan CH_2O kullanılmasına karşın

$$1/4CH_2O+1/4H_2O = 1/4CO_2(g)+H^++e \qquad (3\text{-}67)$$

redoks işleminde polisakkaridler, sakkaridler, yağ asitleri, amino asitler ve fenoller gibi diğer pekçok gerçek organik bileşik yer alabilir.

Redoks işlemlerinde tam reaksiyonları elde etmek için, organik maddenin (3-67) eşitliği ile temsil edilen oksidasyonunun yarı-reaksiyonu, Tablo 3.9'da verilen çoğu inorganik bileşiğin yarı-reaksiyonu ile birleştirilebilir. (3-67) eşitliğinin Tablo 3.9'daki (1) No.lu reaksiyon ile birleştirilmesiyle aşağıdaki redoks ilişkisi elde edilir:

$$O_2(g)+CH_2O = CO_2(g)+ H_2O \qquad (3\text{-}68)$$

Bu ilişki, bakterilerin ve serbest moleküler oksijenin mevcut olduğu durumdaki organik madde oksidasyon sürecini temsil eder. Bu redoks süreci, çözünmüş CO_2'nin ana kaynağıdır. H_2O ile birleşen CO_2, jeokimyasal bakış açısından hatırı sayılır bir asidik güce sahip olan H_2CO_3'ü üretir.

O_2'nin sudaki çözünürlüğünün düşük olması (25 ^{0}C'da 9 mg/*l* ve 5 ^{0}C'da 11 mg/*l*) ve yeraltı ortamlarında O_2 takviyesinin de sınırlı oluşundan dolayı, organik maddenin sadece az bir miktarının oksidasyonu, çözünmüş O_2'nin tümünü kullanabilir. Meselâ, (3-68) eşitliğindeki kütlenin korunması ilişkilerine göre, sadece 8,4 mg/*l* (=0,28 mmol/*l*) CH_2O'nun oksidasyonu 9 mg/*l* (=0,28 mmol/*l*) O_2 tüketecektir. Bunun sonucunda suda hiç çözünmüş O_2 kalmaz. Zemine süzülen su zemin içindeki organik maddeler ile temas halinde olacaktır. Bu nedenle, O_2 tüketimi ve CO_2 üretimi sığ yeraltı ortamında sıkça meydana gelen süreçlerdendir.

Tablo 3.10'da, çözünmüş oksijenin tüketildiği bazı redoks reaksiyonları verilmiştir. Bu reaksiyonların tümünde H^+ iyonu üretilmektedir. Birçok yeraltı suyu sisteminde H^+ iyonları mineral reaksiyonlarında kullanılmaktadır. Bu nedenle pH'de önemli sayılabilecek düşüşler olmamaktadır. Ancak, bazı sistemlerde bu şekilde reaksiyona giren mineraller mevcut değildir. Böyle durumlarda oksidasyon süreçleri suyun asidik olmasına neden olur.

Tablo 3.10 Yeraltı suyunda çözünmüş oksijen tüketen bazı inorganik oksidasyon süreçleri.

Süreç	Reaksiyon [a]	
Sülfid oksidasyonu	$O_2+1/2HS^-=1/2SO_4^{-2}+1/2H^+$	(1)
Demir oksidasyonu	$1/4O_2+Fe^{+2}+H^+=Fe^{+3}+1/2H_2O$	(2)
Nitrifikasyon	$O_2+1/2NH_4^+=1/2NO_3^-+H^+1/2H_2O$	(3)
Mangan oksidasyonu	$O_2+2Mn^{+2}+2H_2O=2MnO_2\,(k)+4H^+$	(4)
Demir sülfid oksidasyonu [b]	$15/4O_2+FeS_2\,(k)+7/2H_2O=Fe(OH)_3\,(k)+2SO_4^{-2}+4H^+$	(5)

[a] (k): katı

[b] Birleşik reaksiyon olarak ifade edilir.

Yeraltı suyundaki çözünmüş O_2'nin tamamı tüketilmiş olsa bile, organik maddenin oksidasyonu devam edebilir; ancak, okside edici faktörler (yani redüksiyona maruz kalan bileşenler) bu durumda NO_3^-, MnO_2, $Fe(OH)_3$, SO_4^{-2} ve Tablo 3.11'de gösterilen diğer birçok faktördür. Bu oksitleyici faktörler tüketilirken, yeraltı suyu ortamı giderek daha fazla indirgenmiş olur. Bu sürecin daha da ilerlemesi halinde ortam o kadar indirgeyici olur ki, organik bileşenler anaerobik çürümeye maruz kalabilir. Organik maddenin metana ve karbondioksite dönüşümünü sağlayan bu sürecin denklemi Tablo 3.11'de (5) reaksiyonu ile gösterilmiştir. Tablo 3.11'de (1)'den (5)'e kadar olan redoks süreçlerinin oluşumu aerobik oksidasyondan metan fermentasyonuna doğru şu şartlarda gerçekleşir: (1) tüketilir formdaki organik madde suda devamlı olarak mevcuttur, (2) reaksiyonları sağlayan bakterilerin varlıklarını sürdürebilecekleri kadar besin vardır, ve (3) sıcaklık değişimleri biyokimyasal süreçleri etkileyecek kadar büyük değildir. Çoğu yeraltı suyu sistemlerinde bu faktörlerden bir veya daha fazlası kısıtlıdır; bu nedenle, yeraltı suyunda redoks aşamalarının hepsi gerçekleşmez. Yeraltı suyunun oksidasyon ve redüksiyonun değişik aşamalarındaki evrimi daha ayrıntılı olarak 7. Bölümde verilmiştir.

Tablo 3.11 Yeraltı suyunda organik madde tüketen ve inorganik bileşikleri indirgeyen bazı redoks süreçleri.

Süreç	Denklem [a]	
Denitrifikasyon [b]	$CH_2O+4/5NO_3^-=2/5N_2(g)+HCO_3^-+1/5H^++2/5H_2O$	(1)
Mangan(IV) redüksiyonu	$CH_2O+2MnO_2\,(k)+3H^+=2Mn^{+2}+HCO_3^-+2H_2O$	(2)
Demir(III) redüksiyonu	$CH_2O+4FeOH_3\,(k)+7H^+=4Fe^{+2}+HCO_3^-+10H_2O$	(3)
Sülfat redüksiyonu [c]	$CH_2O+1/4SO_4^{-2}=1/2HS^-+HCO_3^-+1/2H^+$	(4)
Metan fermentasyonu	$CH_2O+1/2H_2O=1/2CH_4+1/2HCO_3^-+1/2H^+$	(5)

[a] (g): gaz veya çözünmüş formda; (k) katı.

[b] CH_2O organik maddeyi temsil eder; diğer organik bileşikler de okside olabilir.

[c] H_2S suda çözünmüş tür olarak bulunur: $HS^-+H^+=H_2S$. pH<7'de H_2S egemen türdür.

Denge Redoks Şartları

Sulu çözeltilerde serbest elektron bulunmaz fakat, yine de redoks süreçlerini önce yarı-reaksiyonlar şeklinde ifade edip sonra da bu yarı-reaksiyonları ayrı süreçler gibi ele almak daha uygun olacaktır. Bu çerçeve içerisinde, göreceli elektron aktivitesini tanımlamak için p*E* olarak bilinen bir parametre kullanılır:

$$pE = -\log[e] \tag{3-69}$$

p*E* boyutsuz bir büyüklük olup, proton (hidrojen iyonu) aktivitesini ifade etmede kullanılan pH'ye benzer. Bir çözeltinin p*E*'si o çözeltinin oksitleme veya indirgeme eğiliminin bir ölçüsüdür. H^+ iyonunun hidrasyonunda $\Delta G^o=0$ şeklindeki rasgele bir değer tayinine paralel olarak (yani, $H^+ + H_2O = H_3O^+$ reaksiyonu için $K_{H^+} = 0$), H^+'nın $H_2(g)$'ye indirgenmesinde [$H^+ + e = 1/2H_2(g)$] serbest enerji değişimi sıfırdır. p*E* ve pH, 1 mol proton veya elektron transferinin söz konusu olduğu serbest enerjinin fonksiyonlarıdır.

Genel yarı-reaksiyon denklemi,

$$bB + cC + ne = dD + eE \tag{3-70}$$

için kütle etkisi yasası aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$K = \frac{[D]^d [E]^e}{[e]^n [B]^b [C]^c} \tag{3-71}$$

Sözgelimi, Fe(II) ve Fe(III)'ün serbest oksijenle oksitlenmesini göz önüne alınız:

$$1/2O_2 + 2H^+ + 2e = H_2O \quad \text{(redüksiyon)} \tag{3-72}$$

$$2Fe^{+2} = 2Fe^{+3} + 2e \quad \text{(oksidasyon)} \tag{3-73}$$

$$1/2O_2 + 2Fe^{+2} + 2H^+ = 2Fe^{+3} + H_2O \quad \text{(redoks reaksiyonu)} \tag{3-74}$$

Bu kitapta, yarı-reaksiyonlar için denge sabitleri daima redüksiyon formunda ifade edilmiştir. Oksitlenmiş formlar ve elektronlar sol tarafa; indirgenmiş ürünler ise sağ tarafa yazılır. Bu durum, *Stockholm* veya *IUPAC* (International Union of Physical and Analytical Chemistry) *kuralı* olarak adlandırılır. 25 ^{0}C sıcaklık ve 1 bar basınç şartlarında yarı-reaksiyonlar [(3-72) ve (3-73) eşitlikleri] denge sabitleri [(3-71) eşitliği] cinsinden ifade edilecek olursa aşağıdaki denklemler elde edilir:

$$K = \frac{1}{P_{O_2}^{1/2}[H^+]^2[e]^2} = 10^{41,55} \tag{3-75}$$

$$K = \frac{[Fe^{+2}]}{[Fe^{+3}][e]} = 10^{12,53} \tag{3-76}$$

Denge sabitleri için sayısal değerler 25 ^{0}C sıcaklık ve 1 bar basınç altında Gibbs'in serbest enerji verilerini kullanarak (3-12) eşitliğinden bulunmuştur. p*E* olarak ifade edilen redoks şartlarına ait formülleri elde etmek için (3-75) ve (3-76) eşitlikleri,

$$pE = 20{,}78 + 1/4 \log(P_{O_2}) - pH \qquad (3\text{-}77)$$

$$pE = 12{,}53 + \log\{[Fe^{+3}]/[Fe^{+2}]\} \qquad (3\text{-}78)$$

şeklinde yeniden düzenlenebilir. Eğer redoks reaksiyonu [(3-74) eşitliği] dengede ve demirin konsantrasyonları ile P_{O_2} ve pH biliniyor ise, bu ilişkilerden elde edilen p*E* değerlerinin ikisi de aynı olacaktır. Elektron ve hidrojen iyonu transferinin söz konusu olduğu reaksiyonlara giren çözeltilerde pekçok çözünmüş tür bulunabilirse de, tıpkı tek bir pH şartının olduğu gibi, denge durumunda sadece bir p*E* şartı söz konusudur. Yeraltı suyu sistemlerinde pH ile p*E* arasında karşılıklı bir bağımlılık vardır. Tablo 3.9'da verilen reaksiyonların neredeyse tamamında elektron ve proton transferlerinin ikisi de söz konusudur. Denge durumu varsayılırsa, pH içeren reaksiyonlar p*E* cinsinden yazılabilir. pH–p*E* ilişkilerinin grafiklerle gösterimi aşağıda açıklanmıştır.

Yukarıdaki açıklama tamamıyla redoks süreçlerinin dengede olduğu varsayımına dayandırılmış olsa da, gerçek arazi durumlarında oksitlenebilir ve indirgenebilir türlerin konsantrasyonları denge modelleri ile bulunan değerlerden çok farklı olabilir. Birçok redoks reaksiyonu çok yavaş ilerler ve birçoğu da geri dönüşemez türdendir. Bu nedenle, aynı noktada birçok farklı redoks seviyesinin bulunması mümkündür. Ayrıca, yığınsal yeraltı suyu akışının olduğu genel makro-ortamı temsil etmeyen ve çoğu redoks reaksiyonlarını katalizlemek için gerekli bakterilerin gözenekli birim içindeki mikro-ortamda bulunma ihtimali de vardır. Denge kavramları, yeraltı sularında gözlenen redoks şartlarının genel şeklini anlamamıza büyük ölçüde yardımcı olmaktadır. Stumm ve Morgan (1970) sulu kimya konusunda yazdıkları geniş kapsamlı kitaplarında "Her ne surette olursa olsun, denge hesaplamaları sistemin erişmeye çalışmak zorunda olduğu sınır şartlarını belirler. Ayrıca, toplam denge sağlanmamış bile olsa, çoğu zaman kısmî dengeler (redoks çiftlerinin tümünü değil de sadece bazılarını içerenler) kullanılmaya çalışılır… Hesaplamalar ile gözlemler arasında farklılıklar olsa bile, çıkarılabilecek önemli dersler vardır. Denge eksikliği ve daha fazla bilgiye veya daha ayrıntılı bir teoriye olan gereksinim sonunda netleştirilmiş olur" demektedirler (s. 300).

Denge süreçleri için redoks şartı p*E* (boyutsuz), *Eh* (volt) veya ΔG (joule veya kalori) cinsinden ifade edilebilir. Yakın geçmişteki redoks çalışmalarında p*E* çok yaygın olarak kullanılan bir parametre idiyse de, özellikle 1970'ler öncesindeki birçok çalışmada *Eh* kullanılmıştır. *Eh* çoğu zaman *redoks potansiyeli* olarak anılır ve 1 mol oksidandan H_2'ye elektron transferi sırasında kazanılan enerji olarak tanımlanır. *Eh*'deki *h* potansiyelin hidrojen ölçeğinde olduğunu ifade eder ve *E* de elektromotor kuvveti temsil eder. p*E* ile *Eh* arasındaki ilişki aşağıdaki gibidir:

$$pE = \frac{nF}{2{,}3RT} Eh \qquad (3\text{-}79)$$

Burada, F: faraday sabiti (9,65 x 10^4 C·mol^{-1}), R: gaz sabiti, T: mutlak sıcaklık ve n: yarı-reaksiyondaki elektron sayısıdır. Yarı-reaksiyonların tek elektron transferi ile ifade edildiği 25 ^{0}C'deki reaksiyonlar için (3-79) eşitliği,

$$pE = 16{,}9Eh \tag{3-80}$$

şeklinde ifade edilir. *Eh*, *Nernst denklemi* olarak bilinen bir ilişki ile ifade edilir:

$$Eh(volt) = Eh^o + \frac{2{,}3RT}{nF}\log\left(\frac{[yükseltgen]}{[indirgen]}\right) \tag{3-81}$$

Burada, Eh^0: tüm maddelerin birim aktivitede olduğu standart veya referans durum ve n: transfer olan elektron sayısıdır. Bu bir termodinamik kuraldır. Birim aktivite (3-81) sadece sonsuz sulu çözeltilerde bulunabilir; bu nedenle, bu şart sadece kuramsaldır. Eh^0 ile denge sabiti arasındaki ilişki şu şekildedir:

$$Eh^0 = (RT/nF)\ln K \tag{3-82}$$

Sulu sistemlerle ilgili çalışmalarda redoks şartlarını temsilde pE veya Eh'dan herhangi birinin kullanılması aynı sonuçlara götürür. Bunlar arasında daha sık tercih edileni pE'dir. Çünkü, redoks reaksiyonlarının yarı-hücre gösterimi ile kütle etkisi yasasının birleştirilmesinden pE formülü kolaylıkla elde edilebilmektedir. Redoks reaksiyonlarının termodinamik verilerinin çoğunlukla Eh^0 değerleri cinsinden ifade edilmesi; bazı sulu sistemlerde redoks şartlarını belirlemede elektrot potansiyeli ölçümlerinin volt olarak yapılması gibi nedenlerden dolayı, pE ile Eh arasında dönüşüm yapmaya elverişli hesaplamalar konusunda bazı kolaylıkların olması arzu edilir.

Mikrobiyolojik Faktörler

Mikro-organizmalar yeraltı suyunda oluşan önemli redoks reaksiyonlarının neredeyse tamamını katalizlerler. Bunun anlamı, reaksiyonlar termodinamik olarak aynı anda (spontane) olsa da, bu reaksiyonların önemli bir hızda ilerleyebilmesi için mikro-organizmaların katalizör etkisine ihtiyaç vardır. Mikro-organizmalar yeraltı suyu ortamının önemli bir bileşeni olarak kabul edilmeseler de, redoks sürecinin nedenlerini ve etkilerini anlamak istiyorsak bunların etkisini göz ardı edemeyiz.

Yeraltı suyu kuşağındaki redoks süreçlerinde rol oynayan en önemli mikro-organizmalar bakterilerdir. Alg, sünger, maya ve tek hücreli (protozoa) türü diğer mikro-organizmalar başka sulu ortamlarda önemli olabilirler. Bakterilerin boyu genellikle 0,5 ile 3 μm arasındadır. Taşlaşmamış çoğu jeolojik birimlerdeki gözenek çapına göre daha küçüktürler fakat, hidratlı inorganik iyon ve moleküllerin boyutuna kıyasla daha büyüktürler. Bakterilerin katalizörlük yeteneği, normalde bakteriler içinde oluşan enzimler vasıtasıyla sağlanmaktadır. Enzimler, reaksiyonların aktivasyon

enerjisini azaltmak suretiyle redoks reaksiyonlarının hızını arttırma gücüne sahip canlı organizmalar tarafından oluşturulan protein maddeleridir. Canlı organizmalar bu işlemi, reaksiyona giren ile çıkan ürün arasındaki orta yolu oluşturan moleküler yapıyı temsil eden kompleks moleküllerle kuvvetli bir etkileşim yapmak suretiyle gerçekleştirirler (Pauling ve Pauling, 1975). Çoğu enzim reaksiyonlarının lokal moleküler ortamı sulu sistemlerin yığınsal ortamlarından çok farklıdır.

Bakteriler ve bunların enzimleri, yeni hücreler oluşturma ve eskilerinin de devamını sağlamada gerekli olan enerjiyi elde etmek için redoks işlemlerine iştirak ederler. Bakteri hücresinin büyümesi işleminde önemli bir adım, adenozin trifosfat (ATP) olarak bilinen enerji depolama maddesini oluşturan moleküllerin inşasıdır. Bu işlem gerçekleştikten sonra, bu yüksek enerji malzemesi molekülleri, yeni hücre materyalinin sentezini sağlayan bir dizi enerji-boşaltan reaksiyon yoluyla hidrolize uğrayabilir. Bakteri büyümesi bu nedenle, mevcut besinlerden oluşan ATP mol sayısı ile doğrudan ilişkilidir. Redoks reaksiyonlarından sağlanan enerjinin bir kısmı, istenmeyen çözünenlerin hücre içine veya dışına akışını engelleme ya da devamlı surette çürüyen hücrelerin yeniden sentezini sağlama gibi işlemlerde bakteri hücreleri tarafından harcanır (McCarty, 1965).

Bakterilerin bir redoks reaksiyonundan elde edilen enerjiyi kullanabilmesi için, reaksiyona girenler ile ürünler arasında yaklaşık 60 kJ/mol civarında bir asgari serbest enerji değişimine ihtiyaç vardır (Delwiche, 1967). Yeraltı suyu kuşağında bakteriler için enerjinin temel kaynağı organik maddenin oksidasyonudur.

Büyümesi sadece çözünmüş oksijene bağlı olan bakteri türüne *aerobik bakteriler* denir. *Anaerobik bakteriler* çözünmüş oksijenin bulunmadığı ortamda yaşar. *Fakultatif bakteriler* oksijenli veya oksijensiz ortamda yaşayabilir. Çoğu aerobik bakterilerin yaşayabilmesi için gerekli çözünmüş O_2'nin alt sınır değeri yaklaşık olarak 0,05 mg/*l*'dir fakat, bazı aerobik türler daha düşük düzeylerde bile yaşayabilmektedir. Çözünmüş O_2'yi ölçmede kullanılan çoğu yöntemlerin alt sınırı yaklaşık 0,1 mg/*l* olduğundan, oksijenin algılanma sınırının altında olduğu bilgi eksikliği durumunda ortam anaerobik zannedilebilir ve aerobik bakterilerin redoks reaksiyonlarında işleme sokulması mümkündür.

Bakterilerin değişik türleri yüzlerce bar mertebesindeki basınçlara, 1'den 10'a kadar pH şartlarına, yaklaşık sıfır dereceden 75 ^{0}C'a varan sıcaklıklara ve deniz suyundan daha yüksek tuzluluk derecesine dayanabilirler. Bakteriler, gözenekli jeolojik birimlerde göç edebilir; elverişsiz bir ortama geldiklerinde burada daha sonra tekrar canlı yaşamını devam ettirebilecek daha dirençli yapılar geliştirebilirler (Oppenheimer, 1963). Bakterilerde görülen bu tür dayanıklılıklara rağmen, organik maddenin önemli ölçüde okside olmadığı bir hayli yeraltı suyu ortamı mevcuttur. Böyle yerlerde reaksiyonların yüzlerce veya binlerce yıl devam etme şartları mevcut olduğu halde, redoks şartları daha düşük seviyelere inememiş olabilir. Bakteri katalizörlüğü gerektiren redoks reaksiyonları önemli sayılabilecek hızlarda ilerlemiyorsa, bakteri büyümesi için gerekli besinlerden bir veya daha fazlasının eksik olma ihtimali yüksektir. Besinlerin pekçok çeşidi bulunmaktadır. Bunların bazıları bakteri hücrelerinin yapımı için gereklidir. Karbon, azot, kükürt ve fosfor bileşikleri ile birçok metal türü bu kategoridedir. Su, amonyak, glikoz ve H_2S gibi maddeler elektron verici

veya enerji kaynağı gibi işlevi olan besinlerdir. Oksijen, nitrat ve sülfat gibi maddeler ise elektron alıcılar olarak görev yaparlar. Hücre yapımı için gerekli olan bol miktardaki yapı taşlarını *makro-besinler* adı verilen maddeler oluşturur. *Mikro-besinler* çok küçük miktarlarda gereklidir. Makro-besin ihtiyacı çoğu bakteri için aynı veya özdeş iken mikro-besin ihtiyacı türden türe değişmektedir (Brock, 1966).

Bakteriler yeraltı suyunun jeokimyasal ortamında önemli rol oynasa da, zemin kuşağından daha büyük derinliklerdeki bakterilerin incelenmesi henüz başlangıç aşamasındadır. Bu araştırma alanında önümüzdeki on veya yirmi yıl içinde önemli gelişmeler beklenmektedir.

pE – pH Diyagramları

İyonların veya minerallerin denge oluşumlarını p*E* (veya *Eh*) ve pH cinsinden gösteren grafiklere p*E*–pH veya *Eh*–pH diyagramları denilmektedir. Uygulamalı kimyada çok pratik kullanımı olan bu diyagramlar 1950'lerde M.J.N. Pourbaix ile birlikte çalışan Belçika Korozyon Araştırma Merkezi'ndeki araştırmacılar tarafından geliştirilmiştir. Bu çalışmanın sonuçlarının özeti Pourbaix (1963)'de verilmiştir. Belçika grubunun geliştirdiği yöntemleri takiben R. M. Garrels ve ekibindeki diğer araştırmacılar bunların jeolojik sistemlere uygulanmasında öncülük etmişlerdir. p*E*–pH diyagramları jeoloji, limnoloji, oşinografi ve pedolojide kullanılmaktadır. Yeraltı suyu kalitesi incelemelerinde bugünlerde daha çok minör ve iz elementlerin oluşumu ve hareketini kontrol eden süreçler üzerinde çalışmalar yapılmaktadır. Bu çalışmalar için p*E*–pH diyagramları son derece yararlı olmaktadır. Aşağıdaki açıklamalar bu diyagramlar hakkında sadece kısa bir tanıtımdan ibarettir. Redoks şartları, sadece kullanımı daha uygun olduğundan, *Eh* yerine p*E* ile temsil edilecektir. Bu konudaki daha ayrıntılı açıklamalar Garrels ve Christ (1965), Stumm ve Morgan (1970) ve Guenther (1975)'ın kitaplarında bulunabilir. *Eh*–pH diyagramlarının hazırlanış şekline dair özet bir bilgi Cloke (1966) tarafından verilmiştir.

Sulu ortamlardaki çözünmüş türler ve minerallerin denge oluşumu (yani kararlılığı) ile ilgilendiğimizden, p*E*–pH ilişkileri açısından önce H_2O'nun hangi şartlarda kararlı olduğunun belirlenmesi gerekir. Redoks yarı-reaksiyonlarından,

$$O_2(g) + 4H^+ + 4e = 2H_20 \tag{3-83}$$

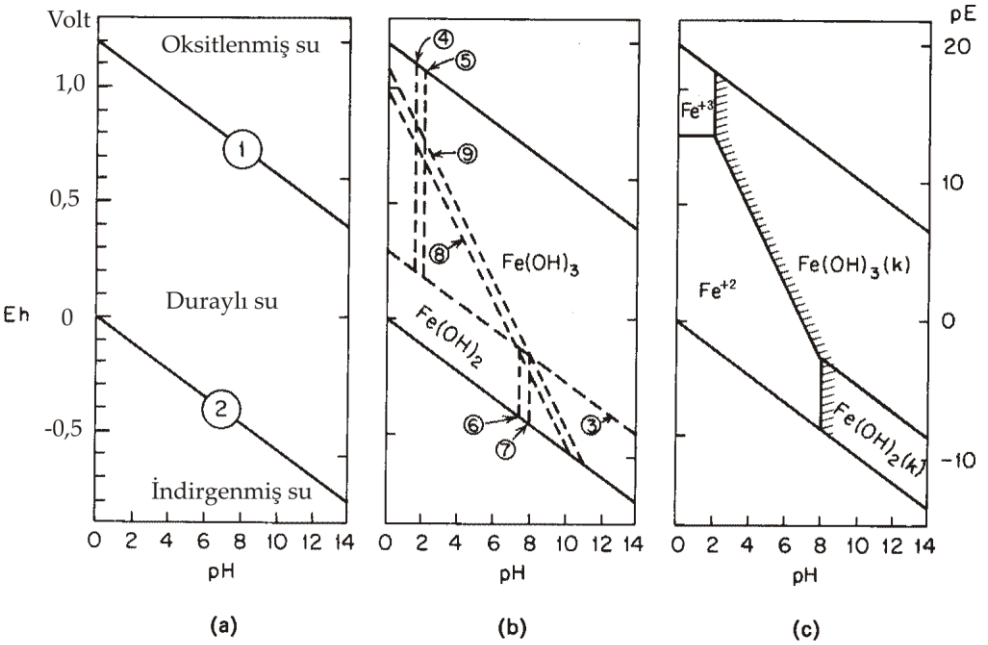
$$2H^+ + 2e = H_2(g) \tag{3-84}$$

25 ^{0}C'daki şartlar için,

$$pE = 20{,}8 - pH + 1/4 \log P_{O_2} \tag{3-85}$$

$$pE = -pH - 1/2 \log P_{H_2} \tag{3-86}$$

formları elde edilir. Bu ilişkilerin grafiği, Şekil 3.10(a)'daki p*E*–pH diyagramında düz çizgiler (1 ve 2) şeklindedir.



Şekil 3.10 25 °C'da ve 1 bar'da p*E*-pH diyagramları. (a) Su için duraylılık alanı; (b) Fe-H_2O sistemlerinin çizilmiş hatları (rakamlarla gösterilen çizgilerin denklemleri için metne bakınız); (c) çözünmüş majör türler ve katı fazlar için duraylılık alanlarını gösteren diyagramlar.

İyonların ve minerallerin kararlılık bölgelerinin açıklanmasına bir örnek olması bakımından Şekil 3.10'da temsil edilen Fe-H_2O sistemi göz önüne alınacaktır. Yeraltı suyundaki demir çözeltisi genellikle Fe^{+2} ve Fe^{+3} şeklindedir. Analizimizde hesaba katacağımız türler sadece bunlardır. Daha detaylı bir değerlendirme için $Fe(OH)^{+2}$, $Fe(OH)_2^{+}$ ve $HFeO_2^{-}$ gibi kompleksler de dahil edilir. Fe-H_2O sisteminde oluşabilecek katı bileşikler Tablo 3.12'de verilmiştir. Bu tablodaki bileşikler için bir katı madde (demir bileşiği), bir H^+ ve bir e'den oluşan reaktanlar ile daha da indirgenmiş bir katı bileşik ve sudan oluşan ürünlerin katıldığı bir dizi redüksiyon reaksiyonu yazmak mümkündür. Örnek olarak:

$$Fe(OH)_3 + H^+ + e = Fe(OH)_2 + H_2O \qquad (3\text{-}87)$$

Bu reaksiyon, suyun ve katı fazların aktivitesi "bir" alınarak kütle-hareketi formunda ifade edilirse (Altbölüm 3.2'de açıklanan nedenlerden dolayı),

$$K = \frac{1}{[H][e]} \qquad (3\text{-}88)$$

formu elde edilir. Logaritmik şekli de aşağıdaki gibidir:

$$\log K - \mathrm{pH} - \mathrm{p}E = 0 \tag{3-89}$$

Tablo 3.12 Fe-H_2O sistemindeki oksitler ve hidroksitler.

Oksidasyon basamağı	Katı maddeler
O	Fe
II	FeO, $Fe(OH)_2$
II ve III	Fe_3O_4
III	Fe_2O_3, $Fe(OH)_3$, FeOOH

Bu eşitlikteki denge sabiti (3-12) eşitliği ve Altbölüm 3.2'de açıklanan formasyonun Gibbs serbest enerjisinin (ΔG_f^o) tablo değerleri kullanılarak elde edilebilir. (3-89) eşitliği Şekil 3.10(b)'de gösterilen p*E*–pH diyagramında bir çizgi ile (çizgi 3) temsil edilir. Bu çizginin üstündeki p*E*–pH bölgesinde $Fe(OH)_3$ kararlıdır; çizginin altında $Fe(OH)_2$'ye indirgenir. Bunlar, demirin bu iki katı bileşiğinin *kararlılık alanları* olarak adlandırılır. p*E*–pH diyagramı üzerinde, Tablo 3.12'deki katıların H^+ ve *e* ile reaksiyona girerek daha indirgenmiş bileşikler ve su üretmesi şeklinde daha birçok redüksiyon denklemini temsil eden çizgiler çizilebilir. Ancak, bu çizgiler H_2O'nun kararlılık alanı dışındadır (yani 1 çizgisinin üstünde; 2 çizgisinin altındadır); bu nedenle de yeraltı suyu çalışmalarında önemli değildirler.

Doğal sularla ilgili çalışmaların çoğunda ilgi odağını genellikle çözünmüş türler ile mineral fazları oluşturur. Bu nedenle, p*E*–pH diyagramlarında genellikle çözünmüş türlerin denge konsantrasyonlarına dair bilgiler bulunur. Sadece bir örnek sunmak bakımından, Fe-H_2O sistemi ayrıntılı olarak ele alınacaktır. Demirin $Fe(OH)_3$'deki oksidasyon basamağı +III'dür. Orta derecede kristalli $Fe(OH)_3$'ün suda ayrışması:

$$Fe(OH)_3 + 3H^+ = Fe^{+3} + 3H_2O \quad \Delta G_r^o = -1{,}84 \text{ kJ} \tag{3-90}$$

Kütle etkisi yasasından:

$$K_{Fe(OH)_3} = \frac{\left[Fe^{+3}\right]}{\left[H^+\right]^3} \tag{3-91}$$

(3-12) eşitliğinden log *K*'nin değeri +0,32 bulunur. Kütle-hareket ilişkisi,

$$\log[Fe^{+3}] = 0{,}32 - 3\mathrm{pH} \tag{3-92}$$

şeklinde ifade edilebilir ve p*E*-pH diyagramındaki temsili düşey bir çizgi şeklindedir. pH biliniyor ise, bu ifadeden elde edilecek çizgi, sulu çözeltideki katı faz $Fe(OH)_3$ ile temas halinde olan Fe^{+3}'ün denge aktivitesini temsil edecektir. (3-92) eşitliği düşük pH değerlerinde Fe^{+3}'ün aktivitesinin arttığını ifade etmektedir. p*E*-pH diyagramlarının çizilmesinde sık yapılan bir uygulama şekli, çözünmüş türün aktivitesinin ihmal

edilebilir düzeyde olduğu bir pH değerinin seçilmesidir. Bu düzeyin seçimi problemin karakterine bağlıdır. Şekil 3.10(b)'deki iki çizgi [Fe^{+3}'ün 10^{-5} ve 10^{-6} aktivitelerini temsil eden (4) ve (5) çizgileri] ile bu durum ifade edilmeye çalışılmıştır. Aktiviteyi temsil eden bu çizgiler her ne kadar teorik ve aynı zamanda boyutsuz olsa da, molaliteyi temsil etme bakımından geçerlidirler; çünkü, düşük-tuzluluk çözeltilerinde aktivite katsayıları yaklaşık 1 civarındadır.

Fe^{+2} düşük pE şartlarında çözünmüş demirin önemli bir türünü teşkil eder. Bununla ilgili reaksiyon:

$$Fe(OH)_2 + 3H^+ = Fe^{+2} + 2H_2O \qquad \Delta G_r^o = +26{,}33 \text{ kJ} \tag{3-93}$$

Kütle etkisi ilişkisinden aşağıdaki ifade elde edilir:

$$\log [Fe^{+2}] = 10{,}23 - 2pH \tag{3-94}$$

$[Fe^{+2}]$'nin 10^{-5} ve 10^{-6} değerleri için bu denklem Şekil 3.10'da (6) ve (7) çizgileriyle temsil edilir. Eğriler diyagramın sadece $Fe(OH)_2$'nin kararlı katı fazında olduğu kısmında çakışmaktadır. Ancak, bazı denge aktivite değerlerinde Fe^{+2} kısmen diyagramın $Fe(OH)_3$'ün kararlı katı fazı kesiminde de görülmektedir. Fe^{+2} ile $Fe(OH)_3$ aşağıdaki redoks yarı-reaksiyonu vasıtasıyla bağlantılı olup

$$Fe(OH)_3 + 3H^+ + e = Fe^{+2} + 3H_2O \qquad \Delta G_r^o = -76{,}26 \text{ kJ} \tag{3-95}$$

Kütle etkisi ilişkisinden,

$$\log [Fe^{+2}] = \log K_{Fe(OH)_3} - 3pH - pE \tag{3-96}$$

$K_{Fe(OH)_3}$'ün 13,3 değerini aldığı bağıntı bulunur. Bu denklem, Şekil 3.10(b)'de $[Fe^{+2}]$'nin 10^{-5} ve 10^{-6} değerleri için (8) ve (9) çizgileri ile temsil edilmiştir.

Şekil 3.10(c) pE-pH diyagramının bir anlamda "temizlenmiş" şekli olup, pE-pH diyagramlarının literatürde karşılaşılan genel formunu ifade eder. Katı fazlar ile çözünmüş türler arasındaki sınır çizgilerinin belirli aktivite değerlerine göre elde edildiği ve termodinamik olarak tanımlanmış denge şartları açısından tüm çizgilerin geçerliliğinin, diyagram çizilmesi sırasında kullanılan serbest enerji verilerinin güvenilirliğine bağlı olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır. Yukarıdaki örnekte, katı fazındaki $Fe(OH)_3$'ün kristallenme derecesinin farklı oluşu ve farklı kristallenme derecelerinde de ΔG_f^o'nin farklı değerler almasından dolayı, bazı çizgilerin konumları konusunda önemli sayılabilecek belirsizlik söz konusudur.

9. Bölümde pE-pH diyagramları yeraltı suyundaki diğer çözünmüş bileşenler için kullanılmıştır. Bazı pE-pH diyagramları karmaşık gibi gözükse de, bunların çizilmeleri yukarıda tanımlanan prosedürden daha zor değildir.

3.7 İyon Değişimi ve Adsorpsiyon

Mekanizmalar

Önemli miktarda kolloid boyunda partikül içeren gözenekli jeolojik birimler, partikül yüzeylerinde adsorplanmış iyonik bileşenleri değiştirme yeteneğine sahiptir. Kolloidal partiküllerin çapları genellikle 10^{-3} ile 10^{-6} mm arasındadır. Boyut itibariyle küçük moleküllere kıyasla büyüktürler fakat, davranışlarının ara yüzey kuvvetleri tarafından kontrol edilebilmesi için de yeteri kadar küçüktürler. Çoğu kil mineralleri kolloidal boyuttadır. Kayaların jeokimyasal bozuşma ürünleri çoğu zaman sebatlı, yarı kararlı durumdaki inorganik, amorf (kristallenmemiş veya kötü kristallenmiş) kolloidlerdir. Bu kolloidal bozuşma ürünleri daha büyük partikül yüzeylerinde sıvanmalar şeklinde oluşur.

Kolloid partiküllerin elektrik yükü, yüzey alanlarına oranla çok yüksek olduğundan, iyon-değişim süreçleri neredeyse tamamen kolloid partiküllerle sınırlıdır. Yüzey yükü, (1) kristal kafesindeki kusurlar ya da iyonik yerdeğiştirmeler veya (2) partikül yüzeyindeki kimyasal ayrışmanın bir sonucudur. İyonik yerdeğiştirmeler kristal kafesinde net bir pozitif veya net bir negatif yüklemeye neden olurlar. Bu yük dengesizliği, *karşı-iyonlar* olarak bilinen zıt yüklü iyonların yüzeyde birikmesiyle giderilir. Karşı-iyonlar, değişebilir bileşimde bir adsorplanmış katmandan oluşur. Kristal kafesindeki dengesizlik devam ettiği sürece bu katmandaki iyonlar diğer iyonlarla değişebilir.

Jeolojik birimlerde iyonik yerdeğiştirmenin neden olduğu yüzey yüklemesi durumlarını karakteristik olarak sergileyen kolloidler kil mineralleridir. En yaygın kil minerallerini beş grupta toplamak mümkündür: kaolinit grubu, montmorillonit grubu (bazen smektit grubu da denir), illit grubu, klorit grubu ve vermikülit grubu. Her grupta bileşim ve yapı açısından farklı birkaç veya daha fazla farklı isimli mineral bulunabilir. Bu beş grup mineralin tümü katmanlı-tür alüminosilikatlardır. Bu grupların yapısı ve bileşimi ile ilgili ayrıntılar Grim (1968)'in kil minerali monografilerinde; iyon değişimleri de van Olphen (1963)'de bulunabilir.

Yerkabuğunda en çok bulunan oksit olan ve oksitler arasında en basitlerden biri olan silika (SiO_2), elektriksel olarak yüklü yüzeylerle karakterize edilir. Yüzeylerde daima tamamen eşlenmemiş iyonlar bulunur ve bu nedenle de dengesiz bir yüke sahiptir. Suyla temasta yüklü taraflar mineral yüzeyinin yükünü kontrol eden yüzey hidroksit gruplarına dönüşür. Belirli yüzeyler tarafından adsorplanan OH^- gruplarının ayrışmasından dolayı yüzey yükü gelişmektedir. Bu yükü nötralize etmek için, hidroksilleşmiş katmana bitişik bir zonda katyon ve anyonların adsorplanmış bir katmanı oluşur. Parks (1967) sulu ortamlarda dengeye gelme şansı elde etmiş tüm oksit maddelerinin yüzey şartlarında hidroksilleşme beklenmesi gerektiğini ifade etmektedir. Hidroksil grubu ayrışmasında asidik veya bazik şartlardan hangisinin hakim olduğuna bağlı olarak, hidroksilleşmiş katmandaki net yük negatif veya pozitif olabilir. Yüzey yükleri, yüklü iyonik komplekslerin adsorplanmasıyla da oluşabilmektedir.

Yüzey yükünün karakteri pH'nin bir fonksiyonudur. Düşük pH'lerde pozitif yüklü yüzeyler; yüksek pH'lerde ise negatif yüklü yüzeyler gelişir. pH'nin bir aralığı vardır ki burada yük sıfırdır. Bu durum yükün sıfır noktası (pH_{zpc}) olarak adlandırılır. Bu nedenlerden dolayı, katyon veya anyonların adsorplanma eğilimi çözeltinin pH'sine bağlıdır.

Katyon Değişim Kapasitesi

Bir kolloidal maddenin *katyon değişim kapasitesi* (KDK) van Olphen (1963) tarafından, diğer katyonlarla değişim yapabilecek yüzey veya katmana komşu zonda bulunan fazla miktardaki zıt yüklü iyonlar olarak tanımlanmıştır. Jeolojik birimlerin katyon değişim kapasitesi, kuru kütlesi 100 g olan örnek içindeki değişebilir katyonların milieşdeğergram cinsinden sayısı olarak ifade edilmektedir. Bu malzemelerin KDK'lerini belirleyen standart deneyde şu işlemler sırayla yapılır: (1) gözenek suyunun pH'sinin 7,0 olması sağlanır, (2) zemin örneğini amonyum asetat çözeltisi ile karıştırmak suretiyle değişim alanları NH_4^+ ile doyurulur, (3) adsorplanmış NH_4^+ iyonlarının kuvvetli bir NaCl çözeltisi ile yıkanması sağlanır (değişim alanlarında NH_4^+'ün yerini Na^+ alır), (4) denge sağlandıktan sonra yıkama çözeltisi içindeki NH_4^+ konsantrasyonu bulunur. Standart laboratuvar deneyinden elde edilen KDK değerleri deneyin özel şartlarına bağlı değişim kapasitesinin bir ölçüsüdür. Değişme kapasitesini yüzeylerindeki kimyasal ayrışma reaksiyonuna borçlu olan mineraller için gerçek değişim kapasitesi pH'ye çok büyük ölçüde bağımlıdır.

Katyon değişim kapasitesi kavramı ve KDK'nin kil mineralleri ve izomorf yerdeğiştirme ile ilişkisi van Olphen (1963)'den uyarlanan aşağıdaki örnekte ifade edilmeye çalışılmıştır. Montmorillonit türü bir kilde 0,67 mol Mg'un kristal kafesinde alüminyum oktahedralinin Al'u ile izomorf yerdeğiştirdiğini göz önüne alalım. Montmorillonit kristal kafesinin birim hücre formülü,

$$Ex(Si_8)(Al_{3,33}Mg_{0,67})O_{20}(OH)_4$$

olup, buradaki *Ex* değişebilir katyonları ifade eder. Değişebilir katyonların tamamının Na^+ olduğu varsayılacaktır. Elementlerin atom ağırlığından montmorillonitin formül ağırlığının 734 olduğu görülür. Avogadro sayısına göre bu kilin 734 gramında 6,02 x 10^{23} adet birim hücre bulunur. Birim hücre, kil partiküllerini oluşturan en küçük yapısal bileşendir. X-ışını kırınımı (XRD) analizlerine göre montmorillonit için tipik birim hücre boyutu 5,15 Å (Angstrom) ve oktahedral-tetrahedral levhacıklar düzleminde 8,9 Å'dur. Levhacıklar arasındaki mesafeler adsorplanmış katyonların karakterine ve su moleküllerine bağlı olarak 9 ile 15 Å arasında değişir. 1 gram kilin toplam yüzey alanı:

$$(1/734) \times 6{,}02 \times 10^{23} \times 2 \times 5{,}15 \times 8{,}9\ Å^2/g = 750\ m^2/g$$

Mg yerdeğiştirmesinin neden olduğu negatif yükü dengelemek için, 734 g kil için 0,67 mol bir değerlikli bir katyon (bu durumda Na^+) gerekir. Bu nedenle, normal birimlerle ifade edildiğinde katyon değişim kapasitesi,

$$KDK = (0{,}67/734) \times 10^3 \times 100 = 91{,}5 \text{ meq}/100 \text{ g}$$

olup, gram başına $0{,}915 \times 6{,}02 \times 10^{20}$ bir değerlikli katyona eşdeğerdir.

Kilin birim kütlesi başına yüzey yükünü dengelemek için gerekli katyon sayısı ve kilin birim kütlesi için yüzey alanı bulunmuş olduğundan, elde mevcut değişebilir her bir değerlikli katyonun yüzey alanı hesaplanabilir:

$$(750 \times 10^{20})/(0{,}915 \times 6{,}02 \times 10^{20}) = 136 \text{ Å}^2/\text{iyon}$$

Na^+'un hidratlı çapının 5,6-7,9 Å arasında olduğu tahmin edilmektedir. Alan olarak bu değerler 98,5-196,1 $Å^2$'ye karşılık gelir. Bu alanların elde mevcut bir değerlikli katyon ile karşılaştırması yapılırsa, izomorf yerdeğiştirmenin neden olduğu yüzey yükünü dengelemek için adsorplanmış katyonların bir katmanından biraz daha fazlası gereklidir.

Yapılan benzeri bir hesaplamaya göre, kaolinitin yüzey alanı 1075 m^2/g'dır (Wayman, 1967). Kaolinitin katyon değişim kapasitesi tipik olarak 1–10 meq/100g aralığında olup, adsorplanmış katyonların bir katmanı yük-denge gerekliliklerini sağlamaktadır.

Kütle Hareketi Denklemleri

Bu bölümde ele alınan diğer pekçok konu ile ilgili yöntemlerin ardından, kütle etkisi yasasını uygulayarak katyon değişim süreçleri için nicel ilişkiler geliştireceğiz. Bu temelden hareketle, değişim sisteminin çözelti fazı ve değişim fazı olmak üzere iki fazdan oluştuğu varsayılmıştır. Değişim fazı gözenekli ortamın tamamını veya bir kısmını içerir. O halde, iyon değişim süreci çok basit bir şekilde bu iki faz arasındaki iyon değişimi ile temsil edilebilir:

$$a\text{A}+b\text{B(ad)} = a\text{A(ad)}+b\text{B} \tag{3-97}$$

Burada, A ve B: değişebilir iyonlar, *a* ve *b*: mol sayıları, ve (ad) takısı adsorplanmış iyonu temsil eder. Bu takının yokluğu çözeltide bir iyonu simgeler. Kütle etkisi yasasından,

$$K_{A-B} = \frac{\left[A_{(ad)}\right]^a [B]^b}{[A]^a \left[B_{(ad)}\right]^b} \tag{3-98}$$

olup, köşeli parantez içindeki değerler aktivitelerdir. Doğal yeraltı suyu ortamlarında çok önemli olan Na^+ ve Ca^{+2} arasındaki değişim için değişim denklemi şu şekildedir:

$$2Na^+ + Ca(ad) = Ca^{+2} + 2Na(ad) \tag{3-99}$$

$$K_{Na-Ca} = \frac{\left[Ca^{+2}\right]\left[Na_{ad}\right]^2}{\left[Na^+\right]^2 \left[Ca_{(ad)}\right]} \tag{3-100}$$

Çözeltideki iyonların aktivite oranı molalite ve aktivite katsayıları cinsinden,

$$\frac{[B]^b}{[A]^a} = \frac{\gamma_B^b (B)^b}{\gamma_A^a (A)^a} \tag{3-101}$$

şeklinde ifade edilir. Buradaki aktivite katsayısı değerleri (γ_A, γ_B) daha önce uygulanan yöntemlerle bulunabilir (Altbölüm 3.2). (3-98) eşitliğinin kullanılabilir nitelikte olabilmesi için değişim fazında adsorplanan iyonların aktivite değerlerinin bulunması gerekir. Vanselow (1932) adsorplanan iyonların aktivitelerinin bu iyonların mol kesirlerine eşit olması gerektiğini önermiştir (Altbölüm 3.2'de bu büyüklüğün tanımı yapılmıştır). A ve B'nin mol kesirleri,

$$N_A = \frac{(A)}{(A)+(B)} \quad ve \quad N_B = \frac{(B)}{(A)+(B)}$$

olup, buradaki (A) ve (B) mol cinsinden adsorplanmış bileşenlerdir. Denge eşitliği,

$$\overline{K}_{(A-B)} = \frac{\gamma_B^b (B)^b N_{A(ad)}^a}{\gamma_A^a (A)^a N_{B(ad)}^b} \tag{3-102}$$

şekline dönüşür. Vanselow vd. elektrolitleri ve killeri içeren bazı değişim sistemlerinde $\overline{K}$'ın bir sabit olduğunu deneysel olarak göstermişlerdir. Sonuçta $\overline{K}$, *seçicilik katsayısı* olarak adlana gelmiştir. Bunun sabit olmadığı durumlarda *seçicilik fonksiyonu* terimi kullanılmaktadır (Babcock, 1963). Çoğu araştırmalarda (3-101) eşitliğindeki aktivite katsayısı terimleri kullanılmamaktadır. Ancak, Babcock ve Schulz (1963) bir değerlikli-iki değerlikli katyon değişimi durumunda aktivite katsayısı etkisinin özellikle önemli olabileceğini göstermiştir.

Argersinger vd. (1950) adsorplanmış iyonların etkisini tam anlamıyla hesaba katmak için Vanselow'un teorisini geliştirmişlerdir. Adsorplanmış iyonların aktivite katsayıları, çözünen aktivite katsayılarına benzer bir tarzda takdim edilmiştir.

$$\gamma_{A(ad)} = \frac{\lfloor A_{(ad)} \rfloor}{N_{A(ad)}} \quad ve \quad \gamma_{B(ad)} = \frac{\lfloor B_{(ad)} \rfloor}{N_{B(ad)}} \tag{3-103}$$

Kütle etkisi denge sabiti $K_{A\text{-}B}$ bu nedenle seçicilik fonksiyonu ile

$$K_{A-B} = \frac{\gamma_{A(ad)}^a}{\gamma_{B(ad)}^b} \overline{K}_{(A-B)} \tag{3-104}$$

şeklinde ilişkilendirilir. Bu yöntem, iyon değişiminin yeraltı suyundaki katyon konsantrasyonları üzerindeki etkisini hesaplamada teorik olarak geçerli bir yöntem olsa da [Jensen ve Babcock (1973) ve El-Prince ve Babcock (1975)'ın araştırmalarındaki

önemli istisnalar hariç], katyon değişimi üzerine yapılan çalışmalarda genellikle K ve γ_{ad} tanımlaması yapılmaz. Literatürde seçicilik katsayısı ile ilgili bilgi daha çoktur. Mg^{+2}–Ca^{+2} değişim çifti için Jensen ve Babcock ve diğer bazı araştırmacılar $(Mg^{+2})_{ad}/(Ca^{+2})_{ad}$ oranı ile iyonik gücün büyük değer aralıklarında seçicilik katsayısının sabit olduğunu gözlemişlerdir. $\overline{K}_{Mg-Ca}$ değerleri tipik olarak 0,6-0,9 aralığındadır. Bu durum, Mg^{+2} ile Ca^{+2} arasında öncelikli olarak Ca^{+2}'nin adsorplandığına işaret eder.

Yeraltı suyu kuşağında katyon değişim süreçleri üzerindeki ilgiler daha çok "suyun daha büyük katyon değişim kapasitesine sahip bir kuşağa doğru hareket etmesiyle yeraltı suyundaki katyon konsantrasyonlarının durumu ne olacaktır?" sorusu üzerinde yoğunlaşmaktadır. Katyon değişimi yoluyla yeraltı suyunun kimyasını değiştirebilecek katmanlar diğer önemli jeokimyasal özelliklere de sahip olabilir. Karmaşıklığa meydan vermemek bakımından, buradaki açıklamalarda bu konuya yer verilmemiştir. Belirli bir kimyasal bileşimdeki yeraltı suyunun bir katyon değişim zonuna girmesiyle, katyon konsantrasyonları değişim dengesinin şartlarına kendilerini ayarlama eğiliminde olur. Denge katyon kontrasyonları şu başlangıç şartlarına bağlıdır: (1) değişimin olduğu gözenek boşluğuna giren suyun katyon konsantrasyonları, (2) yeni gözenek suyunun girişinden hemen önce, gözenek yüzeylerinde adsorplanmış katyonların mol kesirleri. Gözenek boşluğuna doğru yeni bir su hacminin hareket ettiği her durumda, oluşan yeni başlangıç şartlarına tepki olarak yeni bir denge tesis edilir. Gözenek suyundaki değişim dengesi her zaman sağlansa bile, yeraltı suyunun katyon değişim zonuna doğru devamlı hareketi sırasında gözenek kimyasının tedrici olarak değişimi söz konusudur. Bu değişim denge şartı, özellikle yeraltı suyu kuşaklarındaki katyon değişim süreçleri için karakteristiktir. Ayrıca, hidrodinamik akışın "hızlı, mineral-su reaksiyonlarının oluşumu şeklinde" devamlı gözenek suyu değişimine neden olduğu yerlerde, diğer hidrokimyasal süreçler için de karakteristiktir.

Aşağıdaki örnekte değişim reaksiyonlarının yeraltı suyu kimyasını nasıl etkilediği gösterilmeye çalışılmıştır.

$$(Mg^{+2})+(Ca^{+2})_{ad} \approx (Ca^{+2})+(Mg^{+2})_{ad} \tag{3-105}$$

reaksiyonunu göz önüne alalım. Buradan,

$$\overline{K}_{Mg-Ca} = \frac{\gamma_{Ca}(Ca^{+2})N_{Mg}}{\gamma_{Mg}(Mg^{+2})N_{Ca}} \tag{3-106}$$

bulunur. Son bağıntıda, $\overline{K}_{Mg-Ca}$: seçicilik katsayısı, γ: aktivite katsayısı, (Ca^{+2}) ve (Mg^{+2}): molalite ve N_{Mg} ile N_{Ca} da adsorplanmış Mg^{+2} ile Ca^{+2}'nin mol kesirleridir. Düşük ve orta derecedeki iyonik güçlerde Ca^{+2} ve Mg^{+2}'nin aktivite katsayıları birbirine yakındır (Şekil 3.3) ve (3-106) eşitliği aşağıdaki gibi sadeleştirilebilir:

$$\overline{K}_{Mg-Ca} = \frac{(Ca^{+2})N_{Mg}}{(Mg^{+2})N_{Ca}} \tag{3-107}$$

Bu örnekte değişim, 1 x 10^{-3} molalitesinde Mg^{+2} ve Ca^{+2} içeren düşük iyonik güçteki yeraltı suyunun katyon değişim kapasitesi 100 meq/100 g olan bir kil katmanı içerisinden geçişi sırasında oluşmaktadır. Sudaki diğer katyon konsantrasyonlarının önemi yoktur. Yeraltı suyunun kil katmanına girmesinden önce, kil üzerindeki değişim konumlarının Mg^{+2} ve Ca^{+2} ile eşit olarak paylaşıldığı varsayılmaktadır. Bu nedenle, ilk adsorpsiyonda $N_{Mg}=N_{Ca}$ olacaktır. Denge katyon konsantrasyonlarını hesaplayabilmek için kilin gözenekliliği veya kuru yoğunluğu bilinmelidir. Gözeneklilik 0,33 ve katı partikül yoğunluğu 2,65 g/cm^3 alınabilir. Buna göre, kuru yoğunluk için 1,75 g/cm^3 makul bir değerdir. Bu anlayış içerisinde, çözeltideki katyon konsantrasyonlarını düşük konsantrasyonlarda molalite ile aynı olan mol/litre cinsiden ifade etmek daha uygun olacaktır. Gözeneklilik 0,33 olduğundan kil katmanındaki suyun her bir litresi, kütlesi 5,3 x 10^3 g olan 2 x 10^3 cm^3 katı ile temas halindedir. CEC=1 meq/g ve Ca^{+2} veya Mg^{+2}'nin bir molünün eşdeğerliği 2 olduğundan; 5,3 x 10^3 g kilin toplam eşdeğerliği 5,3 olur ki bu, adsorplanmış 1,33 mol Mg^{+2} ve 1,33 mol Ca^{+2}'ye eşittir. Burada, yeraltı suyu akışının suya doygun kil içinde olduğu ve orijinal gözenek suyu ile tamamen yerdeğiştirdiği varsayılmaktadır. Suyun kil katmanına girişi esnasındaki Ca^{+2} ve Mg^{+2} konsantrasyonları şimdi hesaplanabilir. Bu işlemde $\overline{K}_{Mg-Ca}$=0,6 alınacak ve gözenek suyu yerdeğiştirmesinin anında geliştiği; hidrodinamik dispersiyonun ihmal edilecek kadar küçük olduğu varsayılacaktır. Başlangıç şartları $N_{Mg}=N_{Ca}$ olarak varsayıldığından, değişim sahasında bir litre su 1,33 mol Mg^{+2} ve 1,33 mol Ca^{+2} içeren kil ile temas halinde olacaktır. Kil partikülleri üzerinde bulunan adsorplanmış katman üzerindeki değişebilir katyon miktarı yeraltı suyundaki Mg^{+2} ve Ca^{+2} konsantrasyonlarına kıyasla çok büyüktür.

Başlangıç değerlerinin (3-107) eşitliğinin sağ tarafında yerlerine konulmasıyla reaksiyon oranı için bir değer elde edilir [(3-60) eşitliği]:

$$Q_{Mg-Ca} = \frac{1x10^{-3}}{1x10^{-3}} x \frac{0,5}{0,5} = 1$$

Reaksiyonun, yeni gözenek suyu dengeye ulaşacak şekilde devam edebilmesi için, $K=Q$ şartını sağlayacak şekilde $Q_{Mg\text{-}Ca}$ değeri azalarak 0,6'ya inmelidir. Bu işlem, Ca^{+2}'nin adsorplanması ve Mg^{+2}'nin de çözeltiye bırakılması yoluyla olur. Dengeye de şu şartlar sağlandığı zaman erişilir: (Ca^{+2})=0,743 x 10^{-3}, (Mg^{+2})=1,257 x 10^{-3}, N_{Ca}=0,500743 ve N_{Mg}=0,499257. Adsorplanan katyonların oranında önemli bir değişiklik olmaz fakat, çözünmüş türler için $(Mg^{+2})/(Ca^{+2})$ oranı 1,0'dan 1,7'ye çıkar. Yeraltı suyu kil katmanı içinde akmaya devam ederse, adsorplanmış katyonların tedrici olarak değişimini sağlayacak yeteri sayıda gözenek hacmindeki su akışı sağlanana kadar, yukarıda verilen denge katyon konsantrasyonları aynı kalacaktır. Sonuçta N_{Mg}/N_{Ca} oranı da 0,6 değerine geriler. Bu noktaya erişildiğinde kil katmanı, gelen yeraltı suyundaki Mg^{+2} ve Ca^{+2} konsantrasyonlarını artık değiştiremeyecektir. Giren suyun kimyasının değişmesi halinde dengeli akış şartı hiçbir zaman oluşmayacaktır.

Bu örnekte katyon değişim dengelerinin dinamik karakteri ifade edilmeye çalışılmıştır. Normalde katyonlar ile killer arasındaki değişim reaksiyonları hızlı olduğundan, yeraltı suyundaki katyon konsantrasyonlarının değişim dengesinde olmaları beklenir. Ancak, adsorplanan katyonların oranı, giren sudaki ile tamamen dengelenene kadar gözenekli ortamdan gözenek hacminin binlerce -belki de milyonlarca- katı hacimde suyun geçmesi gerekir. Jeokimyasal ve hidrolojik şartlara bağlı olarak bu olayın gerçekleşmesi için milyonlarca yıl gerekebilir.

Aynı değerlikli katyonların rol oynadığı değişim, seçicilik katsayısının 1'den büyük veya küçük olması halinde, iyonlardan birinin tercih edilmesi ile karakterize edilir. Çoğu killerde bazı tek değerlikli ve iki değerlikli katyonların tercih sırası şu şekildedir:

Adsorpsiyon ilgisi (affinitiy for adsorption)

$$Cs^{+}>Rb^{+}>K^{+}>Na^{+}>Li^{+}$$

Kuvvetli $\rightarrow$ Zayıf

$$Ba^{+2}>Sr^{+2}>Ca^{+2}>Mg^{+2}$$

Adsorpsiyon ilgisi belli bir noktaya kadar değişimi yapan iyonun karakterine ve çözeltilerin konsantrasyonlarına bağlı olsa da, iki değerlikli iyonların adsorpsiyon afinitesi normalde tek değerlikli iyonlardan daha büyüktür (Wiklander, 1964). En kuvvetli adsorpsiyon daha küçük hidratize iyonlar ve en zayıf adsorpsiyon da daha büyük iyonlar tarafından yapılacak şekilde, bu afinite dizilerinin ikisi de hidratlı iyon çaplarının büyüyen yönünde ilerler. Ancak, katyon değişim reaksiyonunun geliştiği yönün de başlangıç şartlarında adsorplanan mol kesri oranına ve çözeltideki iki iyonun konsantrasyon oranına bağlı olduğu hatırdan çıkarılmamalıdır. Meselâ, yukarıda sunulan denge hesaplamalarında kullanılan Mg-Ca değişim durumunu aynen alıp başlangıç şartlarında adsorplanan iyonları da N_{Mg}=0,375 ve N_{Ca}=0,625 olacak şekilde değiştirirsek, yeraltı suyunun kil katmanından geçişi sırasındaki Mg^{+2} ve Ca^{+2} konsantrasyonlarında herhangi bir değişim olmaz. Adsorplanan iyonların başlangıç şartları N_{Mg}/N_{Ca} <0,6 şeklinde olsaydı, değişim reaksiyonunun ilerleme yönü ters tarafa [(3-105) eşitliğinde sağa doğru] olur; bu da $(Mg^{+2})/(Ca^{+2})$ oranının azalmasına yol açardı. Bunun anlamı, değişim reaksiyonunun ilerleme yönünü belirlemek için yukarıda sunulan basit adsorpsiyon ilgisi dizilerinden daha fazla bilgiye gerek vardır.

Yeraltı suyu sistemindeki en önemli katyon değişim reaksiyonları, Na^{+}-Ca^{+2}, Na^{+}-Mg^{+2}, K^{+}-Ca^{+2} ve K^{+}-Mg^{+2} gibi tek değerlikli ve çift değerlikli katyonları içeren reaksiyonlardır. Bu reaksiyonlar için:

$$2A^{+}+B(ad) = B^{+2}+2A(ad) \qquad (3\text{-}108)$$

$$\overline{K}_{A-B} = \frac{\left[B^{+2}\right]N_A^2}{\left[A^{+}\right]^2 N_B} \qquad (3\text{-}109)$$

Geçirgenlikte büyük değişimlere neden olmasından dolayı, Na^{+}-Ca^{+2} değişim reaksiyonunun montmorillonit türü killerde (smektitlerde) özel bir önemi vardır. Montmorillonit grubundaki killer, kil levhacıkları arasında adsorplanan katyonun bileşimindeki değişime tepki olarak şişebilir veya büzülebilir. Na^{+} ve Ca^{+2}'nin hidratlaşmış iyon çapları, iki hidratlaşmış Na^{+} bir Ca^{+2}'dan daha fazla alan gerektirecek şekildedir. Bu nedenle, değişim alanlarında Ca^{+2}'nin Na^{+} ile yerdeğiştirmesi kristal kafesi boyutlarında büyümeye neden olur. Bunun bir sonucu olarak da geçirgenlikte azalma meydana gelir. Böyle bir durumda toprakların tarımsal verimliliğinde bir azalma meydana gelebilir.

3.8 Çevresel İzotoplar

Hidrolojik döngü içindeki suda doğal olarak bulunan izotoplar 1950'li yıllardan beri yeraltı ve yüzey suyu sistemleri üzerinde yapılan araştırmalarda kullanılmaktadır. Bu çalışmalarda özel bir yeri olan izotoplar, trityum (^{3}H) ve karbon (^{14}C) gibi radyoaktif izotoplar ile oksijen 18 (^{18}O) ve döteryum (^{2}H) gibi radyoaktif olmayan izotoplardır (Tablo 3.1). Bunlardan son ikisine *kararlı izotoplar* denilmektedir. Trityum ve döteryum bazen T ve D ile simgelendirilir. (^{3}H) ve (^{14}C) yeraltı suyunun yaşını belirlemede kılavuz niteliğindedir. (^{18}O) ve (^{2}H) ise çoğu zaman yeraltı suyunun kökenini ve yüzey sularında buharlaşmayı belirlemede kullanılmaktadır.

Bu kitaptaki hidrojeolojik uygulamalarda sadece bu dört çevresel izotop tanımlanacaktır. Karbon 13, azot 15 ve kükürt 34 gibi doğal olarak oluşan diğer izotopların teorisi ve hidrolojik veya hidrokimyasal kullanımları için, okuyucunun Back ve Hanshaw (1965), Kreitler ve Jones (1975) ve Wigley (1975)'in çalışmalarına başvurması tavsiye edilir. Hidrolojik bilgilerin başka hiçbir kaynaktan değil de sadece izotop verilerinden sağlandığı pekçok uygulama alanı vardır. Suda bulunan ve yukarıda bahsedilen izotopların ölçülmesi konusunda son yıllarda ileri teknikler geliştirilmiş olup, yeraltı suyu çalışmalarında bu izotopların kullanımı giderek yaygınlaşmaktadır.

Karbon-14

1953'de büyük yerüstü termonükleer deneylerin başlangıcından önce küresel atmosferdeki ^{14}C'ün tamamı, kozmik ışın bombardımanının neden olduğu azot transferi şeklindeki doğal bir süreçten türemekteydi. Bu ^{14}C üretimi yaklaşık 2,5 atom/s.cm^{2} olarak tahmin edilmektedir (Lal ve Suess, 1968). Atmosfer haznesindeki CO_2 ile karışımı takiben süratle CO_2 oksitlenmesi olmaktadır. ^{14}C'ün atmosferdeki dengeli rejim konsantrasyonu yaklaşık olarak, 10^{12} adî karbon (^{12}C) atomu içinde bir adet ^{14}C atomudur. Ağaç halkaları üzerinde yapılan ^{14}C çalışmaları bu ^{14}C konsantrasyonunun son 7000 yılda sadece çok az değişim gösterdiğine işaret etmektedir. Bu konu ile ilgili başka bulgular son birkaç on bin yılda atmosferik ^{14}C'ün konsantrasyonunda önemli bir değişiklik olmadığını göstermektedir.

Radyoaktif bozunma yasası, ^{14}C ve tüm diğer radyoaktif maddelerin aktivitesinin zamana göre azalma oranını belirler. Bu durum,

$$A=A_o 2^{-t/T} \tag{3-110}$$

şeklinde ifade edilir. Burada, A_o: belirli bir başlangıç zamanındaki radyoaktivite düzeyi, A: t zaman sonraki radyoaktivite düzeyi ve T: izotopun yarı ömrüdür. Bu yasa, yeraltı suyundaki ^{14}C içeriği ile beraber *yeraltı suyunun* yaşını bulmada bir kılavuz olarak kullanılabilir. Buradaki *yaş* kavramı, suyun atmosferden ayrılıp derinlerde yeraltı suyu kuşağına hareketinden sonra geçen zamanı ifade eder.

^{14}C kullanarak yeraltı suyunun yaşını belirlenmesi ilk kez Münnich (1957) tarafından teklif edilmiştir. Bu konudaki öncülüğü ise, 1950'lerde katı karbonatlı maddelerin yaşının ^{14}C tekniği ile belirlenmesini geliştiren Nobel ödülü sahibi W. F. Libby yapmıştır. Radyoaktif bozunma, suyun yeraltı su seviyesi altına hareket edip yerin CO_2 haznesinden çekilmesiyle, çözünmüş karbon içindeki ^{14}C içeriğinin tedrici olarak azalmasına neden olur. Radyoaktif bozunma denklemi [(3-110) eşitliği] T=5730 yıl olacak şekilde yeniden yazıldığında,

$$t = -8270 \ln(A/A_o) \tag{3-111}$$

olur. Burada, A_o: atmosferdeki ^{14}C'ün spesifik aktivitesi (numunenin birim kütlesi başına birim zamandaki bozunma), A: numunenin birim kütlesinin aktivitesi ve t: *karbonun* bozunma yaşıdır. Yeraltı suyu incelemelerinde ^{14}C'ün belirlenmesi, yaklaşık olarak 20 ile 200 litre hacimdeki yeraltı suyu örneklerinden elde edilen inorganik karbon örnekleri üzerinde yapılmaktadır. Normal yöntemlerle sağlıklı bir analiz yapabilmek için gerekli karbon kütlesi yaklaşık 3 gramdır. Bu şekilde elde edilen ^{14}C değerleri, örnekleme zamanında suda bulunan $CO_2(aq)$, H_2CO_3, CO_3^{-2} ve HCO_3^-'e bağlıdır. ^{14}C ayrıca, fulvik asit ve humik asit gibi çözünmüş organik karbon içinde de bulunabilir; ancak, ^{14}C'ün bu kaynağı küçük olup, genellikle yeraltı suyu çalışmalarında hesaba katılmaz.

Termonükleer cihazların atmosferde denenmesinden önce atmosferde denge halinde olan karbon içindeki ^{14}C'ün spesifik aktivitesi yaklaşık olarak 10 dpm/g'dir (dpm/g: gram başına dakikada bozuşma sayısı). Modern cihazlar ^{14}C aktivite düzeyini yaklaşık olarak 0,02 dpm/g düzeyinde ölçebilmektedir. Bu spesifik aktivitelerin (3-111) eşitliğinde yerlerine konmalarıyla 50.000 yıllık bir maksimum yaş elde edilir. Bunun, çözünmüş inorganik karbonun görünür yaşı olduğu unutulmamalıdır. Bu tür verilerden faydalı bazı hidrolojik veriler elde etmek için, inorganik karbonun kaynağının belirlenmesi gereklidir. Kalsit veya dolomit çoğu yeraltı suyu ortamında oluşabilmektedir. Bu minerallerin çözünmesiyle yeraltı suyuna karışan karbon, sudaki toplam inorganik karbonun ^{14}C bileşeninin seyrelmesine neden olur. Çoğu yeraltı suyu sistemlerindeki kalsit ve dolomitin yaşının 50.000 yıldan büyük olmasının nedeni işte budur. Bu açıdan bakıldığında, bu minerallerdeki karbon önemli miktarda ^{14}C içermez ve çoğu zaman "ölü" karbon olarak adlandırılır. Yeraltı suyunun gerçek yaşını ^{14}C ile hesaplamak için, ölü karbonun yeraltı suyundaki ^{14}C içeriğine oranla göreceli olarak ne

kadar azaldığının belirlenmesi gerekir. Bu işlemin yapılış şekli 7. Bölümde ele alınmıştır.

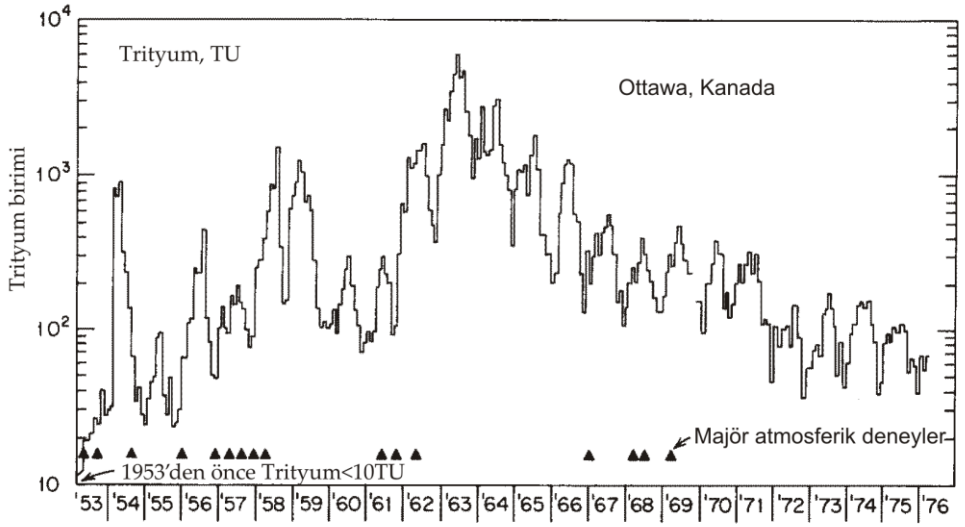
Trityum

Hidrolojik döngü içindeki suda trityumun oluşumu doğal veya beşerî faaliyetlere bağlı olabilir. ^{3}H, ^{14}C'ün oluşumuna benzer şekilde, kozmik ışınların ürettiği nötronların azot ile etkileşimi sonucunda atmosferde doğal olarak oluşmaktadır. Lal ve Peters (1962) ^{3}H'ün atmosferdeki üretim hızının 0,25 atom/s.cm^{2} olduğunu hesaplamışlardır. 1951'de Van Grosse ve diğerleri ^{3}H'ün yağışta doğal olarak oluştuğunu keşfetmişlerdir. Bundan iki yıl sonra, büyük ölçekli termonükleer bombaların atmosferde denenmesinin sonucunda atmosfere insan eliyle yapılmış büyük ölçüde trityum girmiştir. Yağıştaki doğal trityum ölçümü bu atmosferik kirlenmeden önce ne yazık ki sadece birkaç kez yapılabilmiştir. 1952'de bu atmosfer denemelerinin başlamasından önce yağıştaki doğal trityum içeriğinin yaklaşık 5-20 trityum birimi aralığında olduğu tahmin edilmektedir (Payne, 1972). Bir trityum birimi, 10^{18} hidrojen atomunda 1 trityum atomuna eşdeğerdir. ^{3}H'ün yarı ömrü 12,3 yıl olduğundan, 1953 yılından önce beslenen yeraltı suyundaki ^{3}H konsantrasyonunun yaklaşık olarak 2-4 TU'nun altında olması gerekir. İnsan kökenli ^{3}H'ün atmosfere ilk girişi termonükleer aletlerin ilk kez test edildiği 1952 yılıdır. Bu testlere, ABD ve SSCB arasında atmosferdeki deneylerin ertelenmesi anlaşması yapılana kadar 1954, 1958, 1961 ve 1962 yıllarında devam edilmiştir.

Yağışın trityum içeriği termonükleer deneylerin başlangıcına kadar kuzey yarıkürede çok sayıda lokasyonda; güney yarıkürede de daha az fakat yine önemli sayıda lokasyonda gözlenmiştir. Yarıkürelerdeki veriler ayrı ayrı değerlendirildiğinde, mutlak veriler lokasyona bağlı değişim gösterse de, ^{3}H'ün zamana göre konsantrasyonunda büyük paralellikler bulunmaktadır (Payne, 1972). Güney yarıkürede okyanus alanının kara alanına oranı yarıkürede daha büyük olduğundan ^{3}H değerleri kuzey yarıküreye kıyasla çok azdır. Yağıştaki ^{3}H konsantrasyonunu en uzun süreli kaydı Ottawa, Kanada'da elde edilmiştir. Buradaki kayıtlar 1952'de alınmaya başlamıştır. Bu lokasyondaki ^{3}H'ün zamana göre değişimi Şekil 3.11'de verilmiştir. Bu grafikteki eğilimler kuzey yarıkürede başka lokasyonlarda kaydedilen ^{3}H eğilimlerini temsil etmektedir. Uluslararası Atom Enerjisi Kurumu'nun (IAEA) küresel bir örnekleme ağından derlediği trityum verileri ile hiç örnekleme yapılmamış veya sadece kısa dönem örneklemesi yapılmış alanlar için ^{3}H'ün zamana göre değişimi hesaplanabilmektedir. Belirli bir enlem derecesinde, okyanus kıyısına yakın ölçüm istasyonlarında yağıştaki trityum konsantrasyonu, karada okyanustan uzak mesafelerde bulunan istasyonlardakine göre daha düşüktür. Bunun nedeni, düşük oranda trityum ihtiva eden okyanusal su buharından kaynaklanan seyreltmedir.

Trityum konsantrasyonlarının ölçülmesi değişik amaçlı pekçok yeraltı suyu incelemesinde önemli yararlar sağlamaktadır. Eğer kuzey yarıkürede bir lokasyondan alınmış bir yeraltı suyu örneği yüzlerce veya binlerce TU düzeyinde trityum konsantrasyonu içeriyorsa, suyun (tamamının olmasa bile en azından önemli bir kısmının) yeraltı suyu kuşağına 1953 yılından sonra girmiş olduğu gayet açıktır. Suda

düşük seviyelerde bulunan trityum, rutin yöntemler kullanılarak ölçüldüğünde 5-10 TU gibi düşük düzeylerde iken teşhis edilebilir. Daha özel yöntemler kullanmak suretiyle sudaki ^{3}H konsantrasyonu 0,1 TU gibi çok daha düşük seviyelerde teşhis edilebilir. Rutin yöntemlerde yapılan ölçümlerde trityum teşhis edilemiyorsa, suya 1953 sonrası dönemden önemli bir karışım söz konusu değildir. 1953 sonrası suyuna çoğu zaman *modern su* veya *bomba trityum suyu* denilmektedir.



Şekil 3.11 Ottawa'da (Kanada) yağıştaki trityum değişimleri (ortalama aylık konsantrasyonlar, TU).

Değişik örnekleme paternlerinden elde edilen trityum verileri bazen yeraltı suyu akış sistemlerinin modern su kısmında farklı yaş zonlarını ayırtlamada kullanılabilmektedir. Bu tür trityum verilerinin kullanımında stratigrafik istif; kompleks akış paternleri trityum eğilimlerinin teşhisini engellemeyecek şekilde sade olmalıdır. ^{3}H konsantrasyonlarının iyi tanımlandığı komşu iki akış zonunda trityum verileri karışım zonlarını ayırtlamada kullanılabilir. Trityumun radyoaktif bozunma dışında diğer reaksiyonlardan fazla etkilenmeyişi, yeraltı suyu incelemelerindeki önemini daha da arttırmaktadır.

Oksijen ve Döteryum

1950'lerde kütle spektrometresinin icadıyla izotop miktarlarının daha süratli ve sağlıklı şekilde ölçülmesi mümkün olmuştur. Hidrologlar açısından özel önemi olan iki oran, su molekülünü oluşturan ana izotopların oranı; $^{18}O/^{16}O$ ve $^{2}H/^{1}H$'dir. İzotop oranları, *standart ortalama okyanus suyu* (SMOW) olarak bilinen keyfî bir standarda göre, mille başına delta birim (δ) şeklinde ifade edilmektedir (mille: binde kısım veya ‰):

$$\delta‰ = [(R - R_{standart})/R_{standart}] \times 1000 \qquad (3\text{-}112)$$

Burada, R ve $R_{standart}$ sırasıyla numunenin ve standardın $^{2}H/^{1}H$ veya $^{18}O/^{16}O$ oranıdır. Ölçümün hassasiyeti genellikle $\delta^{18}O$ ve $\delta^{2}H$ için sırayla ±‰0,2 ve ±‰2'den daha iyidir.

Suyun değişik izotop formlarının buhar basınçları ve donma noktaları çok az farklılık gösterir. Bu iki özellik hidrolojik döngünün değişik kısımlarındaki suyun ^{18}O ve ^{2}H konsantrasyonlarında farklılıklara neden olur. Buharlaşma, yoğunlaşma, donma, erime, kimyasal reaksiyonlar veya biyolojik süreçler vasıtasıyla bir maddenin izotop içeriğinin değişmesine *izotop ayrımlaşması* denir. Su okyanuslardan buharlaştığı zaman, oluşan buhar basıncının ^{18}O ile ^{2}H tarafından tüketilen kısmı okyanus suyuna oranla ^{18}O'de yaklaşık ‰12-15; ^{2}H'de ise ‰80-120'dir. Buharın yoğunlaşmasıyla oluşan yağmur suyu veya kardaki ^{18}O ve ^{2}H konsantrasyonu geride kalan su buharındakinden daha fazladır. Bölgesel veya kıtasal dolaşım sistemlerinin bir parçası olarak su buharı kara içlerine doğru hareket ettikçe ve yoğunlaşma ve yağış süreci defalarca tekrar ettikçe, yağmur veya su ^{18}O ve ^{2}H'ın ağır izotoplarının düşük konsantrasyonlarıyla karakterize edilir. Belirli bir zaman ve mekanda yağışın ^{18}O ve ^{2}H içeriği genellikle lokasyonun kıtasal kara kütlesi içindeki pozisyonuna ve daha spesifik olarak da atmosferik su buharının yoğunlaşma-yağış tarihçesine bağlıdır. Yoğunlaşma ve izotop farklılaşmanın ikisi de sıcaklığa bağlı olduğundan, yağışın izotopik bileşimi de sıcaklığa bağımlıdır. Bu etkenlerin birleşik etkisi şu şekildedir: (1) yağışın ortalama yıllık izotopik bileşiminde kuvvetli karasal eğilimler vardır, (2) belirli bir lokasyondaki yağışın izotopik bileşiminin zamana göre ortalamasında kuvvetli mevsimsel değişiklik söz konusudur, ve (3) münferit bir yağış olayı sırasındaki yağmur ve karın izotopik bileşimi çok değişken olup, hesaplanması mümkün değildir. Ortalama yıllık değerlerde az çok değişiklik olsa da, kıtasal alanlarda yağmurun ^{18}O değerleri ‰0-25 arasında; ^{2}H değerleri de ‰0-150 arasında değişmektedir. Atmosferik zondaki sıcaklık değişimlerinden veya izotopik tüketme etkilerinden dolayı münferit yağış olayları sırasında bile büyük değişimler meydana gelebilir. Özellikle kurak veya yarı-kurak bölgelerde, kasırga başlangıcında yağmur damlasının düşüşü sırasında da değişimler meydana gelebilir.

Sıcaklığın 50-100 ^{0}C'ın üzerinde olduğu derin yeraltı kuşaklarında yerli kaya ile kimyasal etkileşim sonucunda yeraltı suyunun ^{18}O ve ^{2}H içeriği önemli derecede değişebilir. Normal sıcaklıktaki sığ yeraltı suyu sistemlerinde bu izotoplar kimyasal süreçlerden etkilense bile çok sınırlı düzeyde olur. Bu akış rejimlerinde ^{18}O ve ^{2}H reaktif olmayan, doğal olarak oluşan izleyicilerdir. Bunların konsantrasyonları yeryüzüne düşen yağışın izotopik bileşiminden ve su toprağın üst kısmından aşağı doğru süzülmeye başlamadan önce meydana gelen buhar miktarından hesaplanmaktadır. Su bir kere zemin yüzeyinden aşağı doğru hareket etmeye başladığında ^{18}O ve ^{2}H konsantrasyonları artık yeraltı su kütlesinin karakteristik özelliği olur. Bu izotopların örneklenmesi ve analiz edilmesiyle hidrojeolojik sistemlerin kaynak alanları ve karışma paternleri ortaya konabilir.

Küresel yağış gözlemlerinden elde edilen ^{18}O ve ^{2}H konsantrasyonları arasında

$$\delta^{2}H‰ = 8\delta^{18}O‰ + 10 \quad (3\text{-}113)$$

şeklinde bir korelasyon vardır (Dansgaard, 1964). Bu ilişkiye *meteorik su çizgisi* denir. Buradakinden çok az farklı katsayılarla yapılan doğrusal korelasyonlar yerel yağış çalışmalarından elde edilir. Su buharlaşması doğal şartlar altında zeminden veya yüzey sularından oluştuğu zaman ^{18}O ve ^{2}H tarafından zenginleşir. Bu zenginleşmenin izafi derecesi yoğunlaşma sırasında meydana gelen zenginleşmeden farklıdır. Kısmen buharlaşmış yağıştaki $\delta^{18}O/\delta^{2}H$ oranı (3-113) eşitliğinden elde edilen normal yağış hızından büyüktür. ^{18}O ve ^{2}H konsantrasyonlarının meteorik çizgiden sapması, değişik hidrolojik incelemelerde kullanılabilen izotopların bir özelliğidir. Yeraltı suyunun göl ve rezervuarların hidrolojik dengesi üzerine etkisi ve buharlaşmanın süzülme üzerine etkisi bu incelemelere örnek gösterilebilir.

3.9 İndeks Parametrelerinin Arazide Ölçümü

Su örneklerinin kimyasal veya izotopik analizinde kullanılan laboratuvar tekniklerinin tanımlanması bu kitabın amacının dışındadır. Bu tür bilgiler için okuyucunun Rainwater and Thatcher (1960) ve U.S. Environmental Protection Agency (1974b)'ye başvurması önerilir. Burada amacımız, önemli birkaç indeks parametresinin arazi incelemeleri sırasında nasıl ölçüldüğüne dair bazı yöntemleri tanımlamaktan ibarettir. Bu parametreler spesifik elektrik iletkenliği, pH, redoks potansiyeli ve çözünmüş oksijendir. Arazide yeraltı suyu incelemelerinde bu parametrelerin her biri, bir probu su örneğine daldırmak veya kuyu ya da piyezometre içine sarkıtmak suretiyle ölçülebilir.

Elektriksel iletkenlik bir maddenin elektrik akımını iletme yeteneğidir. Birimi ohm-metre'nin tersi olup, SI sisteminde metre başına siemens (S/m)'dir. Elektriksel iletkenlik belirli bir sıcaklıkta, birim uzunluk ve birim kesit alanındaki sıvının cisim veya kütlesinin iletkenliğidir. Yeraltı suyu literatüründe elektriksel iletkenlik normalde miliohm'un tersi milimho veya mikroohm'un tersi olan ve mikromho cinsinden rapor edilir. SI sisteminde 1 milimho 1 milisiemen (mS) ve 1 mikromho da 1 mikrosiemen (μS) olarak ifade edilmektedir.

Saf suyun elektriksel iletkenliği çok düşük olup, 25 ^{0}C'da mikrosiemen'in onda birinden daha azdır (Hem, 1970). Yüklü iyonik türlerin çözeltide bulunması çözeltiye iletkenlik kazandırır. Doğal sularda değişik miktar ve oranlarda çok çeşitli iyonik ve yüksüz tür bulunduğundan, iyon konsantrasyonlarının veya toplam çözünmüş maddenin sağlıklı bir şekilde bulunmasında iletkenlik tanımlamaları kullanılamaz. Ancak, spesifik iletkenlik değerleri toplam çözünmüş katıyı (TÇK) pratikte genel olarak verebilen faydalı bir parametredir. İletkenlik ve TÇK arasında dönüşüm için aşağıdaki ilişki kullanılmaktadır (Hem, 1970):

$$\text{TÇK} = AC \quad (3\text{-}114)$$

Burada *C* mikrosiemen veya mikromho cinsinden iletkenlik; *A* da dönüşüm faktörüdür. TÇK g/m^3 veya mg/*l* cinsinden ifade edilir. Çözeltinin iyonik bileşimine bağlı olarak çoğu yeraltı sularında *A* 0,55 ile 0,75 arasında değişmektedir.

Elektriksel iletkenliğin arazide ölçümü çok basit olarak iletkenlik hücresini su örneğine daldırma veya kuyu aşağı sarkıtma; sonra da galvanometreden iletkenliği okuma şeklinde yapılır. Arazide kullanmaya elverişli muhafazalı cihazları üreten çok sayıda firma bulunmaktadır. Çözünmüş madde değişimlerini tanımlamada, numunelerin laboratuvara taşınması sırasındaki gecikmeyi ortadan kaldırmak amacıyla, yeraltı suyu çalışmalarındaki iletkenlik ölçümleri arazide yapılmaktadır. Yeraltı suyunda iletkenlik dağılımı arazide haritalanırken, numune alma planlamaları anomali veya eğilimleri hesaba katacak şekilde daha arazide çalışma devam ederken yapılabilir.

Yeraltı suyunda pH ölçümü, sudan CO_2 kaçışının etkilerini ortadan kaldırmak için, arazide numune alımından hemen sonra yapılır. Yeraltı suyundaki karbon dioksit atmosferdeki kısmî basınçtan çok daha yüksek basınç altında oluşur. Yeraltı suyu atmosfere maruz kaldığında CO_2 kaçar ve pH yükselir. Belirli bir P_{CO_2} azalımı için pH'nin yükselme miktarı Altbölüm 3.3'de tanımlanan yöntemlerle hesaplanabilir. pH'nin arazide ölçümlerinde genellikle taşınabilir pH-metreler ve elektrotlar kullanılır. Elektrotları kuyu aşağı sarkıtma yerine, numuneler yer yüzeyine genellikle pompajla veya kuyu-aşağı örnekleyiciler vasıtasıyla getirilir. Suda pH ölçüm yöntem ve teorileri ile ilgili ayrıntılı tanımlamalar Langmuir (1970)'de bulunabilir.

Arazide küçük bir probu su numunelerine batırma veya kuyu aşağı sarkıtma yoluyla ölçülen bir diğer önemli hidrokimyasal parametre çözünmüş oksijendir. Bir çözünmüş oksijen probunda oksijen gaz molekülleri sudaki oksijenin kısmî basıncına orantılı şekilde membran içinde dağılarak ölçüm hücresine gelir. Algılayıcı içerisinde oksijen bir elektrolit ile reaksiyona girer ve uygulanan bir voltaj ile indirgenir. Bu şekilde oluşan akım, algılayıcının dışındaki suda bulunan oksijenin kısmî basıncı ile doğru orantılıdır (Back ve Hanshaw, 1965). Taşınabilir ölçüm cihazlarına monte edilir türde muhafazalı çözünmüş oksijen problarını piyasada bulmak mümkündür. *Arazi* (in situ) şartlarını temsil eden ölçümleri almak için bu problar kuyulara veya piyezometrelere indirilebilir. Çözünmüş oksijen arazide Winkler yöntemi diye bilinen bir titrasyon tekniğiyle de ölçülebilir (U.S. Environmental Protection Agency, 1974b).

Genellikle kullanılan türden oksijen problarının algılama sınırları yaklaşık 0,1 mg/*l*'dir. Yüksek hassasiyetli problar çözünmüş oksijeni 0,01 mg/*l* gibi düşük düzeylerde teşhis edebilmektedir. Yeraltı suyu, bu algılama sınırlarına yakın çözünmüş oksijen içeriğinde bile, pekçok indirgenmiş bileşenin oksidasyonuna yetecek kadar oksijen sağlayabilir. Ölçülmüş çözünmüş oksijenin değerlerinden (3-77) eşitliği vasıtasıyla *Eh* veya p*E* değerleri hesaplanabilmektedir. Çözünmüş oksijen konsantrasyonu Henry yasası ile P_{O_2}'ye dönüştürülebilir (P_{O_2}=çözünmüş O_2/K_{O_2}. Burada, K_{O_2}: 25 ^{0}C'da 1,28 x 10^{-3} mol/bar). Yukarıdaki algılama sınırlarında çözünmüş oksijen değerleri kullanılarak pH=7'de bu şekilde elde edilen p*E* değerleri 13,1 ve 12,9; veya *Eh* cinsinden ifade edildiğinde sırayla 0,78 ve 0,76 V'dir. Şekil 3.10'da bu değerlerin suyun p*E*-pH bölgesinin üst sınırı yakınına düştüğü görülmektedir. Suyun

çözünmüş oksijene doyması halinde (yani atmosferdeki oksijen ile dengede olması durumunda) hesaplanan p*E*=13,6'dır. Çözünmüş oksijen konsantrasyonlarından hesaplanan p*E* değerlerinin suyun redoks şartlarının gerçek bir ifadesi olabilmesi için, denge şartlarında veya yakınında redoks şartlarında olan suyun temel oksitleyici türleri çözünmüş oksijenden ibaret olmalıdır. Yeraltı suyunun redoks şartlarının belirlenmesinde çok değerlikli diğer çözünmüş bileşenlerin ölçülen değerleri de kullanılabilir. Bu konuda daha ayrıntılı açıklamalar 7. Bölümde ele alınmıştır.

Yeraltı suyunun redoks şartlarını belirlemede kullanılan bir diğer yaklaşım, asal bir metalik elektrot (en yaygın olanı platin) ihtiva eden elektrot sistemi kullanarak sudaki elektrik potansiyelinin ölçülmesidir. *Eh probu* olarak bilinen elektrot sistemlerini piyasada bulmak mümkündür. Elektrik potansiyelini bulmak için pH ölçümünde kullanılan ekipmanlara iliştirilebilirler. Bu ölçümlerin anlamlı olabilmesi için, probların kuyuya, piyezometreye veya numune kabına hava girişi engellenecek şekilde daldırılmalıdır. Bazı yeraltı suyu kuşaklarında bu şekilde ölçülen potansiyeller redoks şartlarının bir ifadesi olsa da birçok durumda öyle değildir. Redoks ölçümlerinde elektrot yaklaşımının teorisi ve önemine dair ayrıntılı açıklamalar Stumm ve Morgan (1970) ve Whitfield (1974)'de bulunabilir.

Önerilen Kaynaklar

BLACKBURN, T. R. 1969. *Equilibrium, A Chemistry of Solutions*. Holt, Rinehart and Winston, New York, pp. 93-111.

GARRELS, R. M., and C. L. CHRIST. 1965. *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Harper & Row, New York, pp. 1-18, 50-71.

KRAUSKOPF, K. 1967. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill, New York, pp. 3-23, 29-54, 206-226, 237-255.

STUMM, W., and J J. MORGAN. 1970. *Aquatic Chemistry*. Wiley-Interscience, New York, pp. 300-377.

Problemler

Aşağıdaki problemler arasında hesaplama gerektirenlerde $CaSO_4^0$, $MgSO_4^0$, $NaSO_4^-$, $CaHCO_3^+$ ve $CaCO_3^0$ gibi komplekslerin veya iyon topluluklarının oluşumunu göz ardı ediniz. Bu kitapta verilen bazı şekillerden elde edilecek bilgiler pekçok problemin çözümünde rehber niteliğindedir.

1. Bir akiferden alınan örneğin laboratuvar analiz sonucuna göre toplam çözünmüş inorganik karbon 100 mg/*l*'dir (*C* olarak ifade edilir). Akiferde sıcaklık 15 ^{0}C, pH=7,5 ve iyonik güç de 0,05 olduğuna göre, H_2CO_3, CO_3^{-2} ve HCO_3^-'ün konsantrasyonları ile CO_2'nin kısmî basıncını bulunuz. Bulunan P_{CO_2} değeri yeraltı suyunda rastlanan genel aralık içerisinde midir?

2. Alttan geçirimsiz bir kaya; üstten de 10 m kalınlığında yoğun ve çatlaksız bir kil ile sınırlanan basınçlı bir akifere tuzlu su enjeksiyonu yapılmıştır. Bu akitardın üzerinde bir tatlı su akiferi bulunmaktadır. Enjekte edilen suyun Cl^-

konsantrasyonu 100.000 mg/*l*'dir. Cl^-'nin moleküler difüzyon yoluyla kil akitarddan geçerek tatlı su akiferine ulaşması için gerekli zamanı hesaplayınız. Mevcut bilgiler ışığında cevabınızı makul bir zaman aralığı cinsinden ifade ediniz. Kil katmanındaki hidrolik akış hızının difüzyon hızına kıyasla önemsiz olduğunu varsayınız.

3. Derin bir sedimenter havzada yatay durumda ve geçirgen iki kumtaşı katmanı arasında 100 m kalınlığında çatlaksız bir montmorillonitik şeyl katmanı bulunmaktadır. Kumtaşı katmanlarından birindeki toplam çözünmüş madde konsantrasyonu 10.000 mg/*l*; diğerinde ise 100.000 mg/*l*'dir. Hidrodinamik şartların elverişli olduğu durumda, ozmoz etkisinin bir sonucu olarak şeyl katmanı boyunca gelişebilecek en büyük potansiyel farkını hesaplayınız (tuzlu çözeltilerdeki suyun aktivitesi için bkz. Robinson ve Stokes, 1965). Sistemdeki sıcaklık 25 ^{0}C'dır. Gelişen gerçek potansiyel farkı hangi etkenler tarafından kontrol edilir?

4. Kuvars ve feldispattan oluşan bir kum çökeli içerisine yağmur suyu süzülmesi söz konusudur. Su, zemin zonunda kısmî basıncı $10^{-1,55}$ bar olan zemin havası ile temasa gelmektedir. Sistemin sıcaklığı 10 ^{0}C'dır. Zemin suyunun pH'sini hesaplayınız. Su ve kum arasındaki reaksiyonların çok yavaş olduğunu ve su kimyasını önemli ölçüde değiştirmediğini varsayınız.

5. Bir yeraltı suyu örneğinin kimyasal analiz sonuçları şu şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden): K^+=5,0, Na^+=19, Ca^{+2}=94, Mg^{+2}=23, HCO_3^-=334, Cl^-=9 ve SO_4^{-2}=85; pH=7,21; sıcaklık=25 ^{0}C. Kalsit, dolomit ve jipse göre doygunluk indislerini belirleyiniz. Su örneği kalsit ve dolomitten oluşan bir akiferden alınmıştır. Su akiferi çözebilir mi? Açıklayınız.

6. Problem 5'de verilen kimyasal analiz sonuçlarında, analizlerin doğruluğu açısından sakınca teşkil edecek bir hata belirtisi var mıdır?

7. Sıcaklığın 25 ^{0}C ve P_{CO_2}'nin de 10^{-2} bar olduğu şartlarda akan yeraltı suyu, jipsçe zengin katmanları katetmektedir. Jipse doyan su daha sonra bir kireçtaşı akiferine geçmekte ve kalsiti doygunluk derecesine kadar çözmektedir. Kireçtaşındaki suyun, kalsit çözünürlüğü dengeye eriştikten sonraki bileşimini bulunuz. Kalsit çözünürken jipsin çökelmediğini varsayınız.

8. Sıcaklığı 5 ^{0}C olan bir akiferden alınan suyun bileşimi şu şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden): K^+=9, Na^+=56, Ca^{+2}=51, Mg^{+2}=104, HCO_3^-=700, Cl^-=26 ve SO_4^{-2}=104; pH=7,54. pH ölçümü arazide su örneklemesinden hemen sonra yapılmıştır. Su örneğinin atmosfer ile dengeye gelmesine izin verilmesi halinde pH'ın kaç olacağını bulunuz (İpucu: atmosferdeki P_{CO_2}=$10^{-3,5}$ bar; yerin atmosferine kıyasla dengeleşme gelişirken kalsit ve diğer minerallerin önemli bir miktarda çökelmediğini varsayınız).

9. Arazi ölçümlerine göre bir serbest akiferde pH=7,0 ve çözünmüş oksijen konsantrasyonu da 4 mg/*l*'dir. Suyun p*E* ve *Eh*'sini bulunuz. Redoks sisteminin dengede; suyun da 25 ^{0}C ve 1 bar şartlarında olduğunu varsayınız.

10. Problem 9'da tanımlanan suyun HCO_3^- içeriği 150 mg/*l*'dir. Demirin toplam konsantrasyonu $FeCO_3(k)$ ve $Fe(OH)_3(k)$ içeren bir denge tarafından kontrol ediliyorsa, sudaki Fe^{+3} ve Fe^{+2} konsantrasyonlarını hesaplayınız. Hesaplamalarınızdaki hataların olası kaynakları nelerdir?

11. Bir su örneğinin 25 ^{0}C'daki spesifik iletkenliği 2000 μS'dir. Suyun iyonik gücünü ve TÇK'yı hesaplayınız. Cevaplarınızı, TÇK ve I değerlerinin düşmesi gereken aralık şeklinde açıklayınız.

12. Bir yeraltı suyunun bileşimi şu şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden): K^+=4, Na^+=460, Ca^{+2}=40, Mg^{+2}=23, HCO_3^-=1200, Cl^-=8 ve SO_4^{-2}=20; pH=6,7. Normal yöntemlerle ^{14}C tanımlaması yapılabilmesi için yeteri kadar karbon sağlayacak su miktarı ne kadar olmalıdır?

13. Problem 12'de tanımlanan su için P_{CO_2}'yi hesaplayınız. P_{CO_2}, yerin atmosferindeki değerin çok üzerinde; çoğu yeraltı sularındaki normal değerin de üzerindedir. Artan P_{CO_2} için bir gerekçe öne sürünüz.

14. Suyun normal pH aralığında (6-9) fosforun egemen çözünmüş türleri nelerdir? Nedenini açıklayınız.

15. 25 ^{0}C sıcaklıktaki suda, çözünmüş sülfid türleri (HS^-, S^{-2}, H_2S) için Şekil 3.5'deki genel duruma benzer bir yüzde oluşum–pH grafiği hazırlayınız.

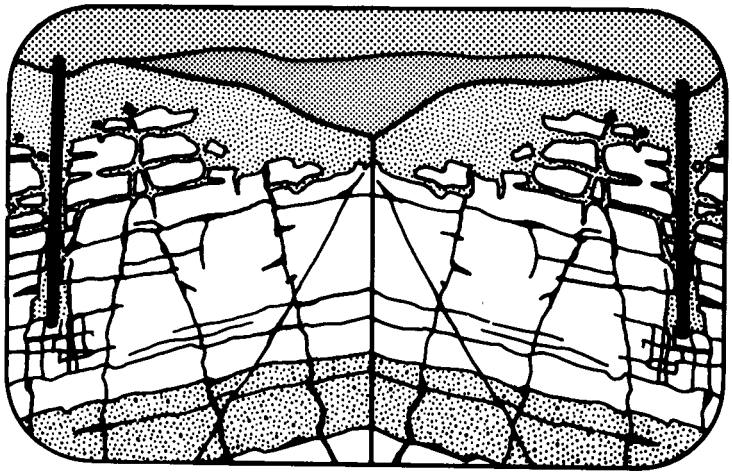
16. Kuyu suyundan elde edilmiş bir inorganik karbon örneği üzerindeki radyometrik ölçümler ^{14}C aktivitesinin 12 dpm (dakika başına bozuşma) olduğunu göstermektedir. Arka-plan aktivitesi 10 dpm ise, numunenin görünür yaşı kaçtır?

17. 5 ^{0}C'daki yeraltı suyunun pH'si 7,1 ise, su asidik mi yoksa bazik midir?

18. Su tablası altındaki kuşaklarda (yani kapalı sistem şartlarında) kalsitin çökelmesi suyun pH'sinin yükselmesine mi yoksa düşmesine mi neden olur? Açıklayınız.

BÖLÜM 4

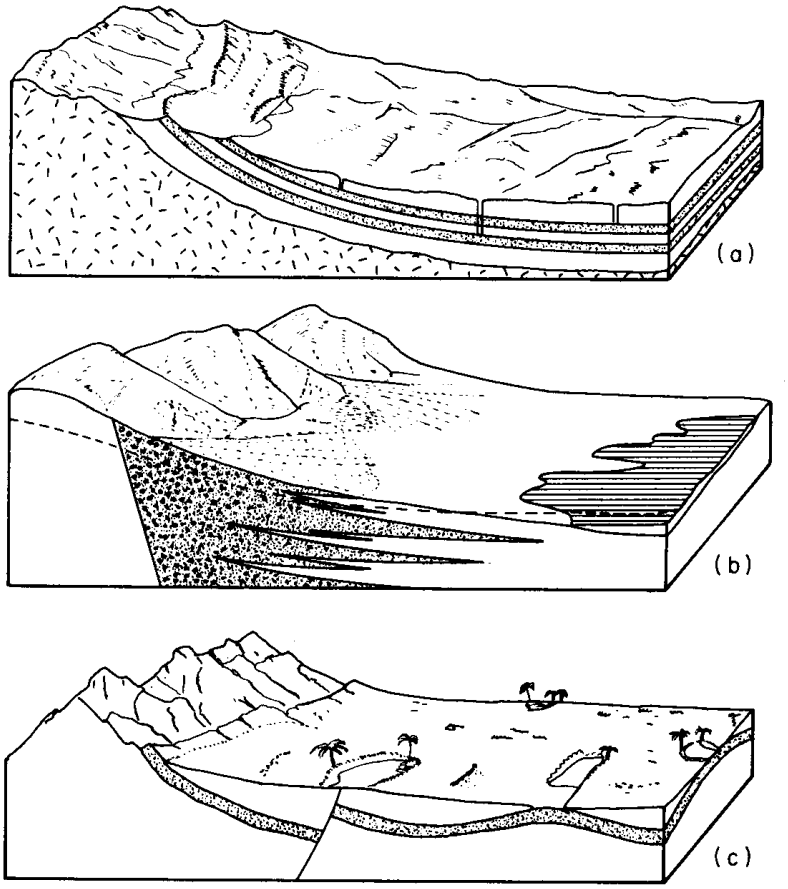
Yeraltı Suyu Jeolojisi



4.1 Litoloji, Stratigrafi ve Yapı

Bir jeolojik sistemdeki akifer ve akitardların tabiatı ve dağılımı jeolojik çökellerin ve formasyonların litoloji, stratigrafi ve yapısı tarafından kontrol edilmektedir. *Litoloji*, jeolojik sistemleri oluşturan sediment ve kayaların mineral bileşimi, tane boyu ve tane paketlenmesinden oluşan fiziksel bileşimi ifade eder. *Stratigrafi*, sedimenter kökenli jeolojik sistemlerdeki değişik mercek, tabaka ve formasyonlar arasındaki geometrik ilişkileri ve yaş durumlarını tanımlar. Klivaj, çatlak, kıvrım ve fay gibi *yapısal özellikler*, çökelme veya kristallenmeden sonra meydana gelen deformasyonların oluşturduğu jeolojik sistemlerin geometrik özellikleridir. Taşlaşmamış çökellerin en önemli mekanizmalarını litoloji ve stratigrafi oluşturur. Litoloji, stratigrafi ve yapıya ait bilgilerle çoğu bölgelerdeki akifer ve akitard dağılımlarını doğrudan anlayabilmek mümkündür.

Oluşumları stratigrafi ve yapı ile kontrol edilen akifer ve akitardlar Şekil 4.1'de verilmiştir. Büyük Düzlükler'deki eyaletlerde ve batı Kanada'da, Rocky Mountains bölgesi boyunca veya Black Hills mağmatik intrüzyonu boyunca Paleozoyik ve Kretase'ye ait kıvrımlanmış pekçok kumtaşı formasyonuna rastlamak mümkündür. Suyunu mostralarda beslenme ile doğrudan ve geçirimsiz kil tavandan sızma ile alan geçirgen kumtaşları, bölgesel artezyen akiferleridir [Şekil 4.1(a)]. A.B.D.'nin batı bölgelerindeki dağ-arası havzalarda alüviyal yelpazede oluşan geçirimli kum ve çakıl akiferleri playa göllerinde çökelen kil ve silt tabakaları ile parmaklanmalıdır [Şekil 4.1(b)]. Suyun akiferi beslemesi sıradağlar boyunca meydana gelir. Akiferin havza düzlüklerine doğru merceklenmesiyle basınçlı şartlar oluşur. Afrika'nın Sahra bölgesinde suyunu daha uzaktaki dağ kuşaklarından ve düşey sızmadan alan az kıvrımlı geçirgen tabakalar bölgesel akiferleri oluşturur. Yüzey sularının oluşması faylar ve kıvrımlar ile kontrol edilir. Yüzey suları ayrıca çöl tabanının aşınarak akiferin tepesine yaklaştığı kısımlarda da oluşmaktadır [Şekil 4.1(c)].



Şekil 4.1 Bölgesel akifer oluşumunda stratigrafi ve yapının etkisi. (a) Mostrası dağ kuşağında olan tatlı eğimli kumtaşı akiferleri; (b) dağ-arası bölgede yüksek kesimlerde kum ve çakıl akiferlerinin parmaklanması; (c) çöl bölgesinde faylı ve kıvrımlı akifer. Yüzey su birikintileri yapısal özellikleri yansıtmaktadır (Hamblin, 1976'dan).

Uyumsuzluklar hidrojeolojide özel önemi olan stratigrafik özelliklerden biridir. *Uyumsuzluk*, çökelmenin olmadığı veya çok az olduğu bir zaman aralığını temsil eden bir yüzeydir. Daha geniş bir açıdan tanımlanmak istenirse; uyumsuzluk, kayaların bozuştuğu, aşındığı veya çatlaklılık kazandığı bir zaman aralığını temsil eden yüzeydir. Uyumsuzluk düzlemi altındaki kayalar, uyumsuzluk üzerine yeni malzeme çökelimi olmadan önce kıvrılmış veya eğimlenmiş durumdadır. Akiferler genellikle bu uyumsuzluklar ile birlikte ve iki şekilde karşımıza çıkmaktadır. Birincisinde gömülü eski yüzeylerin hemen altındaki bozuşmuş veya çatlaklı kuşakta; ikincisinde ise, sistemin yeni bir birikime (accretion) girdiği dönemde bu eski yüzeyin üzerinde iri taneli çökellerin bir geçirimli zonunda bulunmaktadır. Kuzey Amerika'nın iç kesimlerinde tektonik olarak duraylı ve örtü altında neredeyse yatay sedimenter

kayaların oluştuğu çoğu yerde, uyumsuzlukların oluşumu akifer ve akitardların dağılımında ve bunların içindeki suyun kalitesinde bir anahtar niteliğindedir.

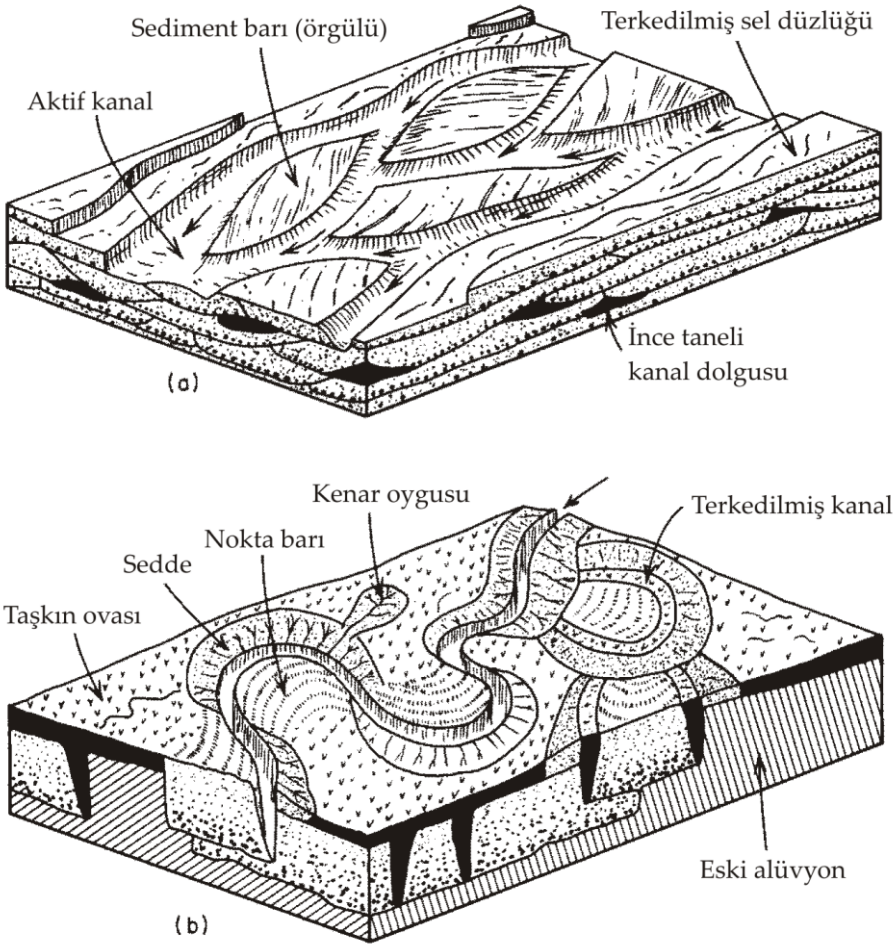
Kıvrımlanma ve faylanma ile şekil değiştirmiş arazide jeolojinin karmaşık olmasından dolayı akiferlerin belirlenmesi zor olabilir. Böyle durumlardaki yeraltı suyu incelemelerinde yapılması gereken, jeolojik yapının büyük ölçekteki yapısal analizidir.

4.2 Alüviyal Çökeller

Tutturulmamış çökeller tanelerin mineral çimentosu, basınç veya termal alterasyon ile bağlanmadığı veya sertleşmediği durumdaki çakıl, kum, silt veya kil boyu tanelerden oluşur. *Akarsu çökelleri* nehir yataklarında veya sel düzlüklerinde fiziksel süreçlerle bırakılan malzemelerdir. Bu malzemelere ayrıca *alüviyal çökeller* de denilmektedir. 4. Bölümün bu kısmında, buzul bölgesi olmayan alanlarda çökelen akarsu çökelleri üzerinde durulacaktır.

Akarsu çökelleri hemen hemen tüm bölgelerde oluşabilir. Akarsu kökenli akiferler su temini açısından çoğu yerde önemli kaynakları teşkil etmektedir. Şekil 4.2'de örgülü ve menderesli nehirler tarafından oluşturulan çökellerin morfolojik özellikleri ve değişimleri görülmektedir. Nehir yataklarının pozisyonundaki değişimler ve çökelme hızlarının devamlı surette değişiminden dolayı nehir çökellerinin dokusal karakteri çok değişken olup, bu durum hidrolik özelliklerin dağılımında büyük heterojenliklere neden olmaktadır. Örgülü nehirler genellikle sediment taşınması için bol miktarda iri taneli kum veya çakılın bulunduğu durumlarda ve bölgesel topoğrafik eğimin yüksekliğinden dolayı hızların büyük olduğu bölgelerde oluşmaktadır. Yatakların ve barların pozisyonlarının değişimi ile hızdaki değişimler, terkedilmiş yatakları dolduran bol miktarda kumlu ve çakıllı ve az miktarda da siltli ve killi seviyelerin çökelimine neden olur. Menderesli nehirler ve bunlara eşlik eden sel düzlüğü ortamları da iri ve ince taneli çökellerden oluşur. Ancak, bunlarda sedimentlerin göreceli bollukları ve stratigrafik ilişkileri örgülü nehir çökellerindekinden genellikle çok farklıdır. Siltli veya killi kanal dolguları örgülü nehir çökellerindekine göre daha fazladır. Değişik oranlarda silt ve kil de içeren ve genellikle de ince-orta taneli çapraz tabakalı kumlar doğal seddelerde (levee) ve sel düzlüklerinde oluşmaktadır. İri kum ve çakıllar genellikle nokta barlar boyunca oluşmaktadır. Çakıl çökelleri kanal gerisi (channel lag) malzemesi şeklinde bulunmaktadır. Su toplama havzasından derlenen sedimentlerin karakterinin menderesli nehirlerde ve bunların sel düzlüklerinde çökelen değişik malzemelerin göreceli bolluğu üzerinde önemli etkisi vardır. Bu çökellerdeki sondaj kuyu kayıtlarından akiferlerin yerlerinin belirlenmesi, sediment kaynakları ve akıştaki değişimler yüzünden çoğu zaman spekülatif olmaktadır. Akarsu çökelleri üzerinde gerek arazide ve gerekse laboratuvarda olmak üzere çok sayıda hidrolik iletkenlik deneyi yapılmıştır. Laboratuvarda yapılan geçirgenlik deneyleri geçirgen zon içindeki değişimlerin logaritmik mertebede karakteristik olarak 2 veya 3 düzeyinde olduğunu göstermektedir. Bu değişimler, çökelin tamamı içerisindeki münferit seviyelerin tane boyu dağılımındaki farlılıklardan ileri gelmektedir.

Büyük hacimlerin ortalama özellikleri söz konusu olduğunda akarsu çökellerinin tabakalı karakteri sisteme kuvvetli bir anizotropi kazandırmaktadır. Laboratuvarda test edilen örneklerle temsil edilen daha küçük ölçekte, geçirgenlikte anizotropi vardır ama büyük düzeyde değildir. Johnson ve Morris (1962) San Joaquin Vadisi'ndeki (California) akarsu ve göl çökellerinden alınan 61 örnek üzerinde yaptıkları deneylere ait yatay ve düşey hidrolik iletkenlik değerlerini vermişlerdir. Örneklerin 46'sında yatay hidrolik iletkenlik düşey olandan daha büyük çıkmıştır. Onbir örneğin izotrop olduğu; dördünde ise düşey hidrolik iletkenliğin yataydan büyük olduğu belirtilmiştir. Yatay iletkenlik değerlerinin düşey değerlerin 2-10 katı olduğu görülmüştür.



Şekil 4.2 (a) Örgülü akarsu ortamında ve (b) menderesli akarsuların baskın düzlüğü ortamındaki yüzey özellikleri ve oluşan çökellerin karakteri (Allen, 1970'den).

4.3 Yel Çökelleri

Rüzgârla taşınarak çökelen malzemelere *yel çökelleri* denir. Kum ve siltten oluşurlar. Kumullar (dunes) yağmurun kıt olduğu ve taşınma ve çökelmeye elverişli kumun bulunduğu kıyı ve iç bölgelerinde oluşmaktadır. Tutturulmamış eoliyen kumunun karakteristik özelliği, silt ve kil fraksiyonunun bulunmayışı, ince veya orta tane boyundaki partiküllerin oluşturduğu üniform doku ve yuvarlak tanelerdir. Bu kumların geçirgenliği orta düzeydedir (10^{-4}–10^{-6} m/s) ve doygun kuşağın yeterince kalın olduğu alanlarda akifer oluştururlar. Gözeneklilikleri %30 ile %45 arasında değişir. Yel çökelleri akarsu çökellerine kıyasla oldukça homojendir ve izotroplukları da doğadaki diğer çökeller arasında en yüksektir. Rüzgâr etkisiyle gelişen boylanma nedeniyle yerel ölçekte ve bazen de geniş alanlarda üniform olan çökeller oluşabilmektedir.

Kuzey Amerika'da tutturulmamış yel çökellerinin en yaygın olarak bulunan türü *lös* olarak adlandırılan ve siltten oluşan örtü çökelleridir. Lösler Kuzey Amerika'nın Ortabatı veya Büyük Düzlükler bölgelerinde yüzeyde veya yüzeyin hemen altındaki sığ derinliklerde bulunmaktadır. Bunlar, Pleistosen'de ve Pleistosen-sonrası zamanda silt bulutlarının rüzgar etkisiyle kara üzerinde savrulmasıyla oluşmuşlardır. Hemen her durumda düşük miktarda kil ve kalsiyum karbonat çimento içermelerinden dolayı az-orta derecede kohezyona sahiptirler. Gözeneklilikleri normalde %40-50 aralığındadır. Hidrolik iletkenlik iri ve temiz löste 10^{-7} m/s veya ikincil geçirgenliği olmayan ince ya da az killi löste daha düşük değerdedir.

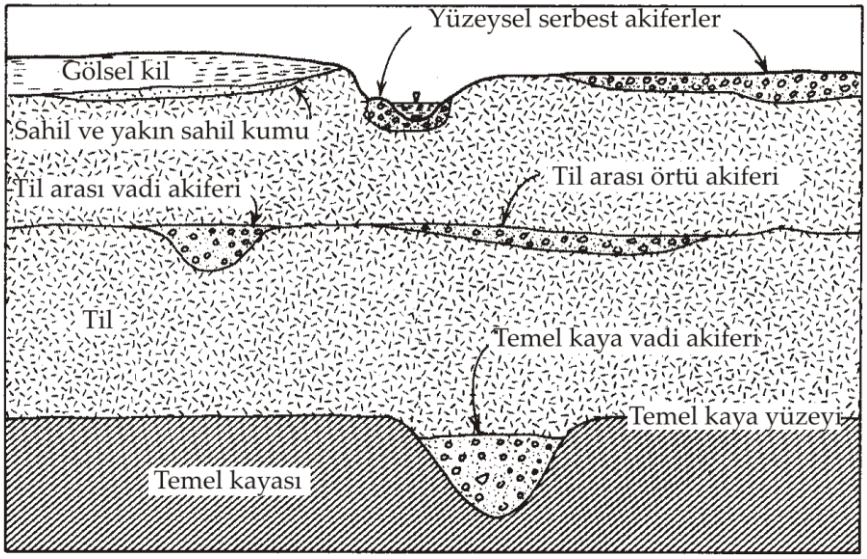
Çatlaklar, kök kanalları ve hayvan oyguları düşey yönde birincil geçirgenlikten çok daha büyük olan ikincil geçirgenliğin gelişmesine neden olabilir. Atmosferik silt hareketinin dönemler halinde devamlı surette tekrarlanmasıyla löslerde yaygın olarak gömülü zeminler gelişmektedir. İkincil geçirgenlik zonları daha çok bu tür zeminlere özgüdür. Bazı löslü bölgelerde tarımsal veya evsel tüketime elverişli su bulundurabilecek derecede yeterli geçirgenlik mevcut olabilir. Ancak, löslerde büyük akiferler bulunmaz. Lös örtüsü bazı durumlarda majör akiferleri üzerleyen akitardlar şeklindedir. Löslerin oluşumu ve hidrolik özellikleri hakkında daha fazla bilgi için Gibbs ve Holland (1960) ve McGary ve Lambert (1962)'ye bakılabilir.

4.4 Buzul Çökelleri

A.B.D., Kanada ve Avrupa'nın bazı kesimlerinde hidrojeolojik öneme sahip çökellerden biri de karasal buzulların etkisiyle oluşmuş çökellerdir. Bu tür çökeller, buzul tili, buzul-akarsu sedimentleri ve buzul-göl sedimentlerini içermektedir. Pleistosen'de erime suları ile oluşan göllerin kıyılarında buzul-göl silt ve kil çökelleri oluşmuştur. Kuzey Amerika'daki en geniş sığ akitardların bazılarını bu tür çökeller oluşturmaktadır. Bazı akiferler kıyı yakınında veya plajlarda çökelmiş kum ve çakıllardan oluşmaktadır. Buzul-göl akiferleri buzul-akarsu kökenli akiferlere kıyasla genellikle daha az öneme sahiptir.

Buzul tili Pleistosen zamanında yeryüzünde çökelen en bol materyali teşkil eder. Prekambriyen Kalkan bölgesinde tiller genellikle kumlu olup, değişik miktarda silt ve az miktarda da kil içerirler. Kumlu tiller bazı bölgelerde yerel akiferleri oluşturmaktadır. Temel kayasının sedimenter olduğu Kuzey Amerika bölgelerinde buzul aşındırması ile oluşan til genellikle fazla miktarda silt ve kil içerir ve bu nedenle de geçirimliliği düşüktür. Bu tür til katmanları akitardları oluşturur.

Kuzey Amerika'nın Ortabatı ve Büyük Ovalar bölgelerinde oluşan akifer ve akitardların şematik diyagramları Şekil 4.3'de verilmiştir. Bu bölgelerdeki akiferlerin çoğu üstte geçirimsiz til veya buzul-göl silt veya kili ile örtülen buzul-akarsu kum ve çakıllarından oluşmaktadır. Bu akiferler geniş alanlara yayılmış örtüler şeklinde veya yüzeyde ya da gömülü vadilerde kanal çökelleri halinde bulunmaktadır. Gömülü vadilerdeki kum ve çakıl türü çökeller uzunluğu onlarca kilometre; eni de birkaç km'yi bulan akiferleri oluşturur. Büyük gömülü vadilerde genişlik onlarca km olabilir. Bunların gömülü akifer olduğunu gösteren işaretler çoğu zaman mevcut değildir. Bunları üzerleyen til çoğunlukla birkaç on m veya daha az kalınlıkta olsa da, kimi zaman yüzlerce metre kalınlıkta da olabilmektedir.



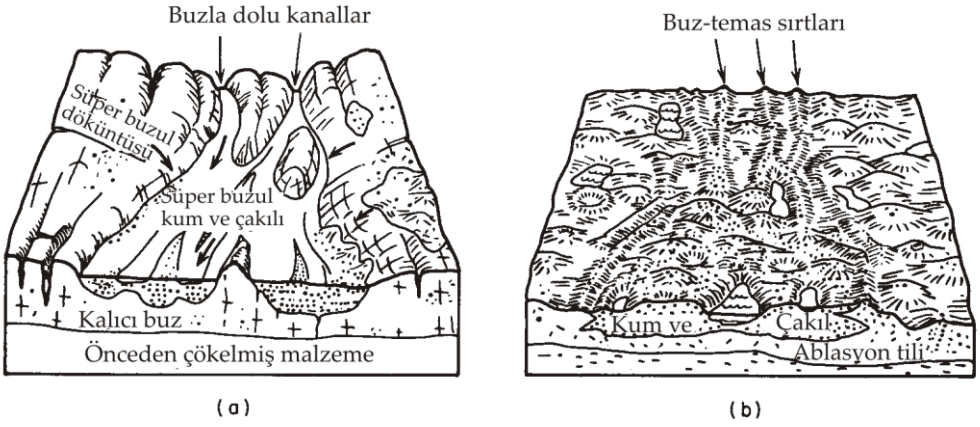
Şekil 4.3 Ortabatı ve Büyük Düzlükler fizyografik bölgelerindeki buzul istilasına uğramış bölgelerde akifer oluşumunun şematik diyagramı.

Akifer çökellerini oluşturan çoğu erimiş su nehirleri Şekil 4.2(a)'da gösterilen tarzda örgülü olarak; diğerleri ise buzul arazisinde veya sedimenter temel kayada aşınmış derin kanallarda veya vadilerde akmışlardır. Kökeni vadi olan akiferlere ve örtü çökeli olarak oluşanlara örnekler Şekil 4.3'te verilmiştir.

Buzulların kenarlarının dışında akan erimiş su nehirlerinin bıraktığı erime suyu çökellerinin klasik türlerine ek olarak, buzul istilasına uğramış bazı alanlarda buzul çekilme dönemlerinde durgun buz kütlelerinin tepelerinde kum ve çakıl çökelimleri olmuştur. Bu çökeller, çökmüş yıkama ürünü, durgun buzul çökelme ürünü veya buz dokanağı çökelleri olarak adlandırılmaktadır. Bu tür çökellere bir örnek Şekil 4.4'de görülmektedir. Kökeni böyle olan kum ve çakıl akiferleri yüzeyde veya buzulların yeniden ilerleme dönemlerinde çökelen tilin altında gömülü olarak bulunur.

Sıkı, ince taneli buzul tili ve buzul-göl silt ve kil çökelleri A.B.D.'nin kuzey kesiminin ve Kanada'nın güney kesiminin çoğu yerlerinde en yaygın akitardları oluşturmaktadır. Bu çökellerde taneler arası hidrolik iletkenlik çok düşük olup, tipik değerleri 10^{-10}–10^{-12} m/s aralığındadır. Bu akitardlarda gözlenen en yüksek hidrolik eğime yakın olan 0,5 değerindeki bir hidrolik eğim ve 10^{-11} m/s hidrolik iletkenlik altında, suyun 10 m kalınlığında bu tür malzemeden oluşan çatlaksız katmanı geçmesi için yaklaşık 10.000 yıl gereklidir. Killi til veya buzul-göl kilinin geniş yayılımları gömülü akiferleri yüzeye yakın yeraltı suyu akışından izole edebilir.

Büyük Ovalar bölgesinde, A.B.D.'nde Ortabatı'nın bazı kesimlerinde ve güney Ontario'da bazı lokasyonlardaki killi veya siltli til ve buzul-göl killerinde kıl inceliğindeki çatlaklardan oluşan bir ağ geliştiği gözlenmiştir. Bu yapılar bazen *fisür* veya *eklem* olarak da anılmaktadır. Çatlaklar çoğunlukla düşey veya düşeye yakındır. Çatlaklar arasındaki mesafe birkaç cm ile birkaç metre arasında değişmektedir. Kalsit ve jips türü dolgular oldukça yaygındır. Çatlağa bitişik zemin matriksinin renginde değişik derecelerde gelişmiş oksidasyon veya redüksiyondan dolayı belirgin bir farklılık söz konusudur. Bazı bölgelerde çatlaklar boyunca yüzeyden 5-10 m derinlere kadar inen kök kanalları gözlenmiştir. Çatlaklar bazen kil ve tilin ardalanmalı seviyelerini kesmektedir. Başka durumlarda ise sadece bir seviye içinde belirgindirler.



Şekil 4.4 Karasal buzul durgunluk döneminde çökmüş haldeki buzul çökellerinin oluşumu (Parizek, 1969'dan).

Çatlaklar birçok bölgede yeraltı suyu akışına olumlu bir katkı sağlamaktadır. Çatlaklı til ve kilin arazi deneyleriyle bulunan yığınsal hidrolik iletkenliği, laboratuvarda çatlaksız örneklerde tayin edilen taneler arası hidrolik iletkenlik değerlerinden logaritmik olarak 1-3 derece daha büyüktür. Örtü yükünden kaynaklanan yanal gerilmelerdeki artışın bir sonucu olarak çatlaklı til ve kilin hidrolik iletkenliği derinlikle beraber azalır fakat, bu tür malzemelerin çoğunun rijit olmasından dolayı, çatlaklar yüzlerce metreyi bulan derinliklere kadar önemli düzeyde bir ikincil geçirgenlik oluşmasına yol açabilir.

Buzul tili ve buzul-göl kili sahalarında yüzeyden itibaren birkaç metre derinlik içinde ileri derecede çatlaklı zonlara sıkça rastlanır. Sığ çatlaklar başlıca tekrarlı ıslanma ve kuruma ile donma ve çözülme olaylarının neden olduğu gerilme değişimlerinin etkisiyle gelişmektedir. Kökler tarafından oluşturulan açıklıklar da ikincil geçirgenliğin oluşmasına neden olmaktadır. Daha büyük derinliklerdeki çatlak ağlarının kökeni daha da karmaşıktır. Bu konuda değişik araştırmacılar buzul yükü boşalımı ve kıtasal yükselim gibi gerilme boşalım mekanizmaları ile katyon değişimi gibi jeokimyasal süreçlerin neden olduğu hacim değişimlerini öne sürmüşlerdir. Til ve buzul-göl killerindeki çatlakların tabiatı ve hidrojeolojik önemi konusunda ayrıntılı bilgi için Rowe (1972), Williams ve Farvolden (1969), Grisak ve Cherry (1975) ve Grisak vd. (1976)'ne müracaat edilmelidir.

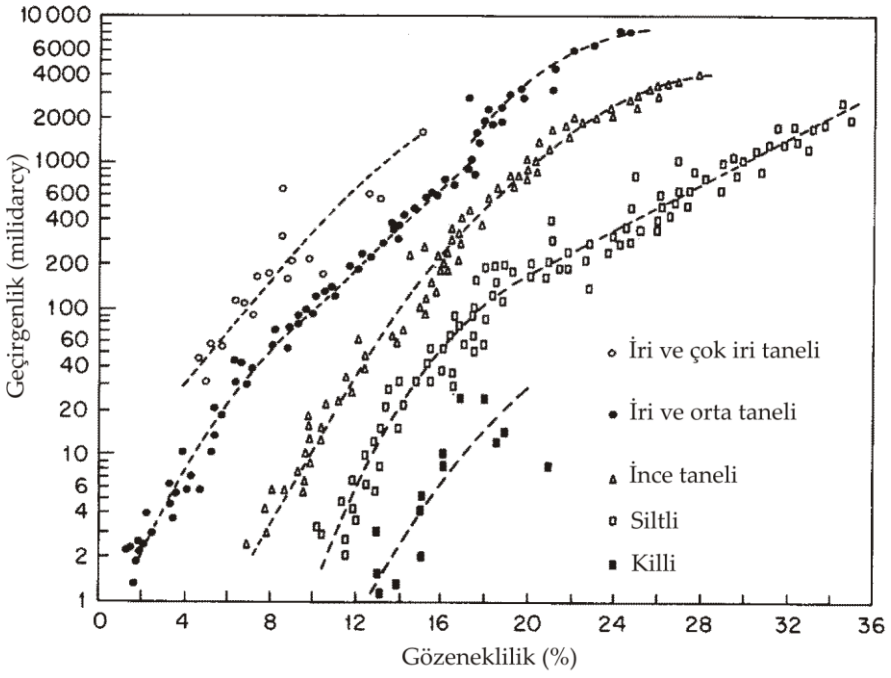
4.5 Sedimenter Kayalar

Kumtaşları

Dünyadaki sedimenter kayaların yaklaşık %25'ini kumtaşları oluşturur. Kumtaşları pekçok ülkede içinde bol miktarda kullanılabilir su bulunduran bölgesel akiferleri oluşturmaktadır. Büyük hidrolojik öneme sahip kumtaşı oluşuklarının kökeni sel düzlükleri, deniz kıyıları, deltalar, eoliyen ortamlar ve türbidit akıntısı ortamları gibi çökelme ortamlarıdır. Kumtaşlarındaki geçirgenlik dağılımı hakkında en iyi bilgi, kumtaşlarının oluştuğu çökelme ortamlarını anlayarak bu çerçevede yorumlama yapmak suretiyle elde edilebilir. Bu kapsamda iyi bir sedimentoloji bilgisine gerek vardır. Blatt vd. (1972) tarafından hazırlanan monografta kumtaşlarının kökeni ve karakteri hakkında ayrıntılı bir açıklama bulmak mümkündür.

Çimentolanmamış kumların gözenekliliği %30-50 aralığındadır. Kumtaşlarının gözenekliliği sıkışma ve taneler arasındaki çimentodan dolayı genellikle daha düşüktür. Bazı uç durumlarda gözeneklilik %1 gibi çok düşük bir değerde olabilmekte; hidrolik iletkenlik değeri de çatlaksız veya şeylin değerine (yani 10^{-10} m/s'den küçük) yakın bir değer alabilmektedir. En çok bulunan çimentolama maddeleri kuvars, kalsit ve kil mineralleridir. Bu mineraller, çökelme sonucunda veya kumda yeraltı suyu dolaşımı sırasında mineral alterasyonu ile oluşmaktadır. Isı ve basıncın yüksek olduğu büyük derinliklerde kompaksiyon önemlidir. Chilingar (1963), Maxwell (1964) ve Atwater (1966)'ın yaptığı çalışmalara göre kumtaşlarında gözeneklilik derinliğe bağlı olarak sistematik bir şekilde azalmaktadır. Atwater (1966) Louisiana petrol

rezervuarlarında gözeneklilikteki ortalama azalımın artan her 300 m derinlik için %1,3 olduğunu bulmuştur. Chilingar (1963) kum ve kumtaşlarının tane boyu kategorisine göre gruplandırıldığında artan gözenekliliğe bağlı olarak artan geçirgenliğin iyi tanımlanmış bir eğilimi olduğunu göstermiştir (Şekil 4.5). Gözeneklilikteki yüzde birkaç değerinde bir artış geçirgenlikte büyük artışlara karşılık gelmektedir.



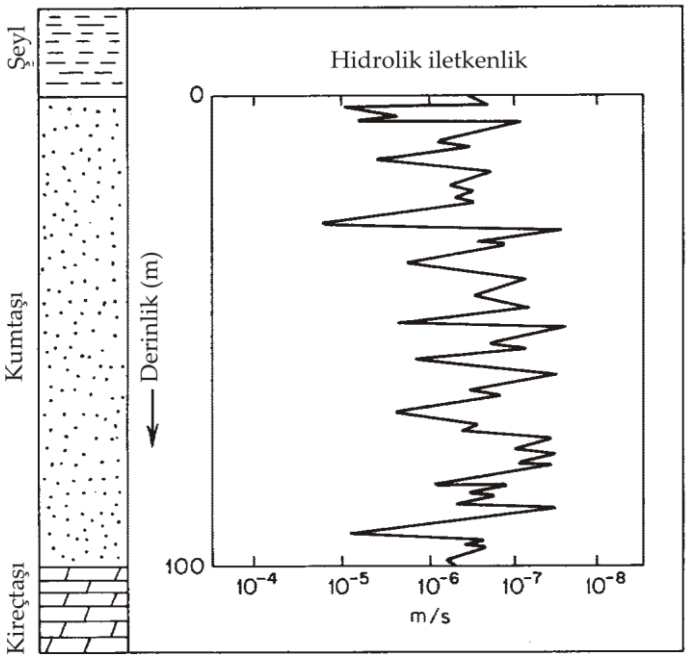
Şekil 4.5 Değişik tane boyu sınıflarındaki kumtaşının gözenekliliği ile geçirgenliği arasındaki ilişki (Chilingar, 1963'den).

Kumtaşı oluşuklarından alınan ve makroskopik incelemede oldukça homojen gibi görünen karotlar üzerinde yapılan geçirgenlik deneylerinde, iletkenliğin küçük bir alanda 10-100 kat gibi mertebelerde değiştiği gözlenmiştir. Şekil 4.6'da kalın ve oldukça homojen bir kumtaşına ait düşey hidrolik iletkenlik profili şematik olarak görülmektedir. İletkenlikteki değişimler kumun çökelmesi sırasında çökelme şartlarında meydana gelen küçük değişimleri yansıtmaktadır.

Davis (1969) kumtaşında küçük ölçekte bile olsa tabakalanmanın bulunması halinde büyük örneklerin geçirgenliğinin tekdüze bir şekilde anizotrop olduğunu öne sürmektedir. Davis (1969)'e göre katmanlanmanın geçirgenlik üzerine toplam etkisi, yatay geçirgenliğin oldukça büyük olduğu zonlarda kumtaşının büyük kütlelerindeki efektif düşey geçirgenliğin düşük olabileceği şeklindedir. Davis ayrıca kumtaşlarındaki küçük ölçekli anizotropi ile ilgili bilgilerin oldukça eksik olduğunu fakat buna rağmen büyük hacimlerin genel anizotropisi üzerinde sahip olduğumuz bilgilerden daha

sağlam temellere oturduğunu belirtmektedir. Piersol vd. (1940) çok sayıda karot üzerinde yapılan hidrolik iletkenlik ölçümlerine dayalı olarak yatay iletkenliğin düşey iletkenliğe oranının ortalama olarak 1.5 olduğunu gözlemiştir. Örneklerin sadece %12'sinde 3,0'den büyük oranlar gözlenmiştir.

Kumların giderek artan çimentolanma ve sıkışmasıyla (yani taşlaşmasıyla) çatlakların malzemenin yığınsal geçirgenliğine olan katkısı artar. Yatay yönde büyük geçirgenlik oluşması eğiliminin yerini düşey yöndeki daha yüksek olan çatlak geçirgenliği alır. Çatlaklı ortamdaki anizotropinin karakteri pekçok gerilme süreçlerinin söz konusu olduğu karmaşık bir jeolojik tarihçeyi yansıtabilir.



Şekil 4.6 Kalın, nispeten homojen bir kumtaşı için hidrolik iletkenlik ile derinlik arasındaki ilişkinin şematik diyagramı.

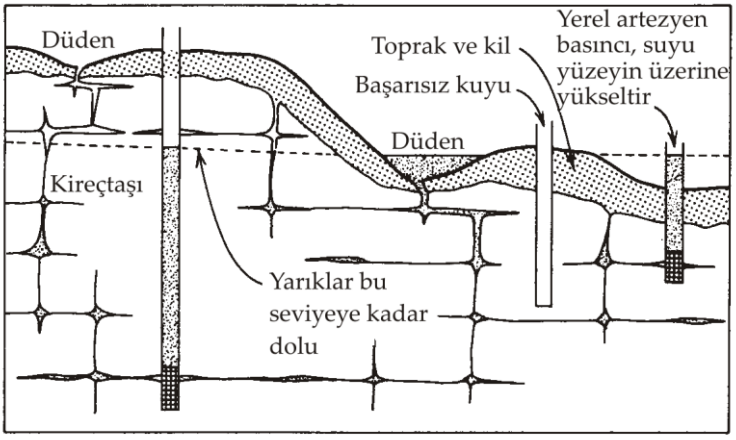
Karbonat Kayaları

Kireçtaşı ve dolomit şeklindeki karbonat kayaları başlıca kalsit ve dolomit mineralleri ile az miktarda da kilden oluşur. Bazı yazarlar dolomitik kaya yerine dolotaşı terimini kullanmaktadır. Bu kitapta dolomit terimi hem kaya hem de minerali ifade eden bir terim olarak kullanılmıştır. Dolomitlerin hemen hepsi kalsitin jeokimyasal alterasyonu ile oluşmuştur ve ikincil kökenlidir. Dolomitin kristal kafesi kalsitinkinden %13 daha az hacim işgal ettiğinden, bu mineralojik dönüşüm sırasında bir gözeneklilik artışı meydana gelir. Jeolojik olarak genç karbonat kayalarının gözeneklilikleri iri ve bloklu kireçtaşlarında %20 gibi düşük bir değerden, zayıf

tutturulmuş tebeşirde %50'nin üzerinde büyük bir değere değişebilmektedir (Davis, 1969). Artan derinliğe bağlı olarak yumuşak karbonat minerallerinden oluşan matriks daha sıkı ve daha az gözenekli bir kaya kütlesi şeklinde yeniden kristallenir. Yaşlı ve çatlaksız kireçtaşı ve dolomitlerin birincil geçirgenlikleri yüzeye yakın sıcaklıklarda genellikle 10^{-7} m/s'den azdır. Birincil geçirgenliği bu düzeyde olan karbonat kayaları petrol üretimi bakımından önemli olabilir fakat, yeraltı suyu temini için önemli kaynakları oluşturmazlar.

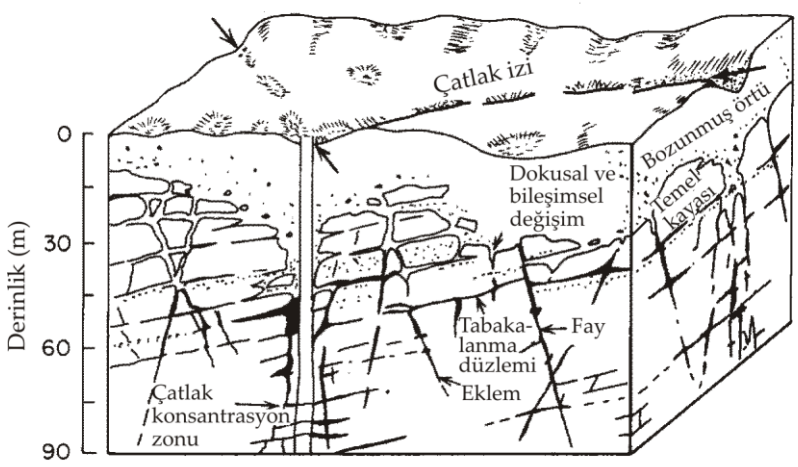
Çatlaklar veya tabakalanma düzlemi boyunca açıklıklar çoğu karbonat istiflerinde önemli derecede ikincil geçirgenlik oluşturabilir. Karbonat kayalarda gerilme şartlarındaki değişimlerden ileri gelen ikincil açıklıklar yeraltı suyu dolaşımı sırasında kalsit ve dolomit çözünmesi ile daha da büyüyebilir. Suyun geçirgenlik ağını genişletebilmesi için, bu mineraller bakımından doygunluk sınırının altında olması gerekir. Karbonat kayalarda erime boşluklarının kökeni 11. Bölümde tanımlanmıştır.

Yatay tabakalı karbonat kayalarındaki taş ocaklarında ve diğer kazılarda yapılan gözlemler düşey eklemler boyunca gelişen erime boşluklarının genellikle seyrek aralıklarda geliştiğini göstermektedir. Tabakalanma düzlemleri boyunca gelişen açıklıklar kuyulardaki su verimi bakımından daha önemlidir (Walker, 1956; Johnston, 1962). Düzenli bir düşey çatlak ve tabakalanma paternine sahip olan ve hemen hemen yatay olan karbonat kayalarında açılacak kuyularda yatay erime boşlukları ile karşılaşma ihtimali düşey çatlakları kesme ihtimalinden daha büyüktür. Bu durum Şekil 4.7'de şematik olarak sunulmuştur. Çatlaklı karbonat kayalarında kuyularda karşılaşılan çatlakların sıklığına bağlı olarak birbirine yakın mesafelerde açılmış kuyular isabetli veya başarısız olabilmektedir. Yığınsal gözeneklilik genellikle yüzde birkaç veya daha düşük olduğundan, sığ kuyulardaki su seviyeleri mevsimsel olarak büyük değişimler gösterebilir.



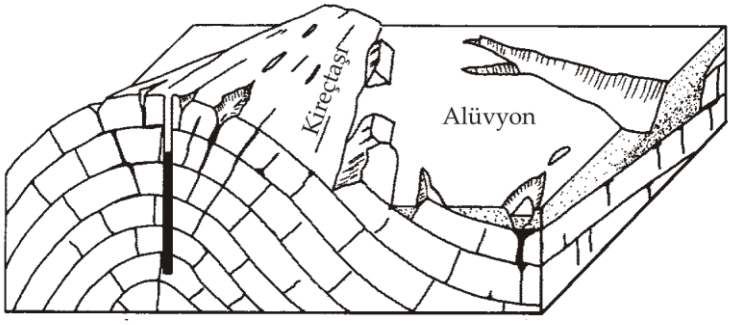
Şekil 4.7 Genişlemiş çatlaklar ve tabakalanma düzlemi açıklıkları boyunca gelişen ikincil geçirgenliğin oluştuğu karbonat kayasında yeraltı suyu oluşumunun şematik gösterimi (Walker, 1956; Davis ve De Wiest, 1966'dan).

Bazı karbonat kayalarında çok sayıda düşey çatlağın aynı doğrultuda dizildiği (lineasyon) durumda yüksek geçirgenlik zonları gelişebilmektedir. Şekil 4.8'de çatlak kesişimlerinin ve çizgiselliklerin morfoloji ve arazi yüzeyindeki yansımaları görülmektedir. Çatlakların yoğunlaştığı zonlar çoğunlukla hızlı yeraltı suyu akışının geliştiği kuşaklardır. Çözünme sonucunda böyle kuşakların geçirgenliği artabilmektedir. Parizek ve diğer araştırmacıların çizgisellikler üzerinde yaptığı kapsamlı çalışmalar, kuyuların çizgisellikler boyunca veya bunların kesişim yerlerinde açılması halinde verimli kuyu yakalama ihtimalinin oldukça yüksek olacağını göstermektedir (Lattman ve Parizek, 1964; Parizek ve Drew, 1966). Ancak, bazı bölgelerde örtü kalınlığının çok fazla olması nedeniyle anakayadaki çizgisellikler yakalanamamakta ve böylece uygun kuyu yerlerini belirlemek mümkün olmamaktadır.



Şekil 4.8 Çatlaklı karbonat kayasında geçirgenliğin oluşumu. En büyük kuyu verimleri çatlak kesişim zonlarında oluşur (Lattman ve Parizek, 1964'den).

Karbonatlı kayaların kıvrımlı olduğu bölgelerde çatlak yoğunlaşmaları ve erime genişlemeleri genellikle antiklinallerin tepe kısmında yoğunlaşmakta ve daha sınırlı olarak da senklinal çukurluklarında görülmektedir (Şekil 4.9). Doğrudan beslenmenin hızlı olduğu durumlarda çözünme ile çatlak genişlemesinin etkisi büyüktür. Şekil 4.9'da şematize edilen durumda alüvyonun karbonat minerali içermemesi halinde alüvyondan süzülerek alttaki çatlaklı karbonat kayasına ulaşan su, çözme yoluyla genişletmeye neden olacaktır. Alüvyonda önemli miktarda karbonat minerali bulunması halinde ise yeraltı suyu karbonat kayasındaki çatlaklı zona girmeden önce kalsit ve dolomit bakımından doygunluğa ulaşacaktır. Jeolojik geçmişte çözünme kanallarının aktif olduğu çatlaklı karbonat kayasında mağaralar ve büyük tüneller oluşabilir. Böyle durumlarda gelişen lokal geçirgenlik de aynı formasyonun diğer kısımlarındakine kıyasla neredeyse sonsuz denebilecek düzeyde olabilir.



Şekil 4.9 Karbonat kayasındaki antiklinalin ekseni boyunca yüzeyleyen ve erimeden dolayı genişlemiş çatlaklarda yüksek geçirgenlik kuşağının oluşumu (Davis ve De Wiest, 1966'dan).

Kömür

Sel düzlüklerinde ve delta ortamlarında oluşan sedimenter kaya istiflerinde kömür tabakalarına sıkça rastlanır. Kuzey Amerika'nın iç bölgelerinin büyük bir bölümünde ve özellikle de Kuzey Dakota, Montana, Wyoming, Saskatchewan ve Alberta'nın bazı kesimlerinde yumuşak linyit kömürü tabakaları önemli akiferleri oluşturmaktadır. Tersiyer veya Kretase yaşlı kömür tabakaları genellikle 10-20 m'den daha az kalınlıkta ve çoğu da 1-2 metre kalınlıktadır. Bu akiferler bulundukları yerlerdeki küçük yerleşim birimleri ve çiftlikler için önemli su kaynaklarını oluşturmaktadır.

Kömür akiferleri önemli olmasına rağmen, bunların hidrojeolojik özellikleri hakkında çok az şey bilinmektedir. Van Voast ve Hedges (1975) ve Moran vd. (1976)'nin sığ derinlikteki linyit kömürü tabakaları üzerinde yaptığı araştırmalar bunların hidrolik iletkenliğinin genellikle 10^{-6}–10^{-4} m/s arasında olduğunu ve 50-100 m'den daha büyük derinliklerde azaldığını göstermektedir. Yaklaşık 100 m'den daha büyük derinliklerdeki kömür tabakaları çok ender durumlarda su tüketimi için gerekli oranlarda su verebilmektedir. Kömür damarlarının yığınsal hidrolik iletkenliği genellikle eklemler ve tabakalanma düzlemi boyunca gelişen açıklıklarla ilgilidir. Yığınsal çatlak gözenekliliği genellikle %1'den çok daha düşüktür.

Büyük Ovalar bölgesinde kömürün hidrojeolojik rolü bu bölgedeki açık kömür işletmelerindeki artıştan dolayı son zamanlarda artan bir ilgi odağı haline gelmiştir. Bazı bölgelerde madencilik faaliyetleri devam ederken, yüzeye yakın kömür akiferleri drene edilmektedir. Daha derin kömür damarları su kaynakları açısından alternatif olabilir. Kömür tabakalarının çoğu alttan ve üstten silt ve kil türü çökellerle sınırlanmıştır. Bu geçirimsiz çökeller bölgesel akitard karakterindedir. Kömür damarları çok seyrek olarak da sel düzlüğünde oluşmuş kum tabakalarının altında veya üstünde bulunabilmektedir. Kömür ve kumtaşının birlikte oluştuğu yerler genellikle tek akifer sistemi şeklindedir.

Şeyl

Şeyl tabakaları çoğu sedimenter havzalarda en kalın ve en geniş yayılımlı akitardları oluşturmaktadır. Şeylin kökenini okyanus tabanlarında, deltaların durgun su alanlarında veya geniş sel düzlüklerinin bataklık arkası ortamlarında çökelen çamur oluşturmaktadır. Kompaksiyon ile ilgili diyajenetik süreçler ve tektonik aktivite kilin şeyle dönüşmesini sağlamaktadır. Şeyli oluşturan çamurun gözenekliliği gömülme sürecinden önce %70-80 düzeyinde olabilmektedir. Ancak, kompaksiyondan sonra şeylin birincil gözenekliliği %20'nin altına düşmekte ve bazı durumlarda %5'den daha az olabilmektedir. Mostra alanlarında şeyl genellikle gevrek, çatlaklı ve çoğu zaman da oldukça geçirgendir. Ancak, artan derinlikte şeyl genellikle daha yumuşak, daha az çatlaklı ve geçirgenlik de genellikle daha düşüktür. Bazı şeyl tabakaları oldukça plastik olup, önemli bir çatlak etkisi söz konusu değildir.

Laboratuvarda test edilen örselenmemiş şeyl örneklerinin hidrolik iletkenlik değerleri (Peterson, 1954; Young vd., 1964; Davis, 1969; Moran vd., 1976) çok ender durumlarda 10^{-9} m/s'den daha büyük çıkmıştır; çoğu zaman da 10^{-12}–10^{-10} m/s aralığında bulunmuştur. Darcy yasasından da açıkça anlaşılacağı üzere, hidrolik eğimin çok yüksek olduğu durumda bile çatlaksız şeylde yeraltı suyu akış oranı bir asırda birkaç cm'yi geçememektedir. İnsan ömrüne kıyasla önemsiz görünen bu akış hızları jeolojik zaman ölçeğinde ele alındığında, doğal şeylde gelişen yeraltı suyu akışı, şeylin geçirimsiz tavanı oluşturduğu bölgesel akiferlerin su bütçesi için önemli bir bileşen olabilmektedir. Yüzeyden itibaren birkaç yüz metrelik derinlik içinde şeyldeki çatlaklar ikincil gözeneklilik ve geçirgenliği önemli ölçüde arttırabilir. Fisür şeklindeki çatlakların geniş açıklıklar halinde bulunduğu durumlarda oluşan ikincil gözeneklilik (belki de 10^{-4}–10^{-5} kadar düşük) bile, birincil geçirgenlikten daha büyük değerlerde ikincil geçirgenlik gelişmesine neden olabilir.

4.6 Mağmatik ve Metamorfik Kayalar

Çatlaksız metamorfik kayalar ile plütonik mağmatik kayaların gözeneklilikleri çok ender durumlarda %2'nin üzerindedir. Gözenekliliği oluşturan kristaller arası boşluklar çok küçük olup, çoğu da birbiri ile bağlantısızdır. Gözenek boyutunun çok küçük ve gözeneklerin birbiri ile bağlantı derecesinin çok düşük olmasından dolayı bu kayaların birincil geçirgenlikleri son derece küçüktür. Michigan'daki Marquette Madencilik bölgesinde metamorfik kayalardan (metasedimentlerden) alınan taze kaya örneklerinde yapılan ölçümler birincil geçirgenlik değerlerinin 0,00019 milidarcy (10^{-11}–10^{-13} m/s) mertebesinde olduğunu göstermektedir. Bu değerler de kuvarsit, mika şist, çört, sleyt ve grovak türü kayaların oda sıcaklığındaki hidrolik iletkenliğine karşılık gelmektedir (Stuart vd., 1954). Çatlaksız granitlerde açılan sondaj kuyularında yapılan geçirgenlik ölçümleri genellikle 10^{-3} milidarcy (10^{-11} m/s) mertebesinde değerler vermektedir. Bu büyüklükteki geçirgenlik değerleri çoğu yeraltı suyu problemleri açısından ele alındığında, bu kayaların geçirimsiz olduğunu göstermektedir.

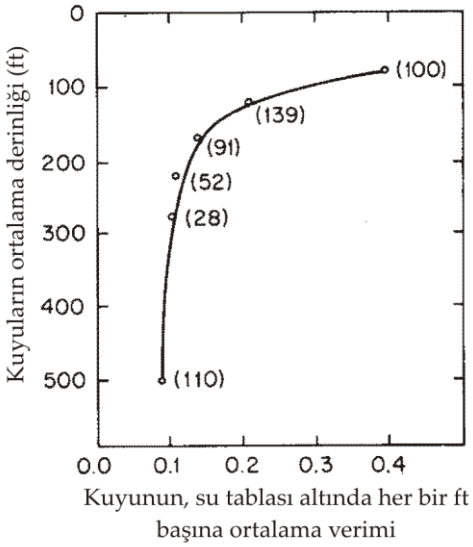
Plütonik mağmatik kayalar ve metamorfik kayalardan oluşan arazide genellikle yüzeyden itibaren birkaç on metre ve bazı durumlarda birkaç yüz metre derinlik içinde oluşan çatlak durumundan dolayı hatırı sayılır büyüklükte geçirgenlik gelişebilmektedir. Çatlakların oluşumunda rol oynayan etmen, kayaların jeolojik tarihçesi içerisinde değişik devirlerde meydana gelmiş olan gerilme şartlarındaki değişimlerdir. Çatlakların yarık genişliği genellikle 1 mm'den küçüktür. Yeraltı suyu boşalımı yaklaşık olarak yarık genişliğinin küpüne eşit olduğundan [(2.86) eşitliği], yarık genişliği sadece milimetrenin ondalığı kadar olan kayalardaki geçirgenlik ile yarık genişliğinin milimetreler mertebesinde olduğu kayalardaki geçirgenlik arasında fevkalâde büyük farklılıklar söz konusudur.

Tolman (1937) ve Davis (1969) bazı durumlarda silisli kayalardaki çözünmenin çatlakların yarık genişliğinde önemli artışlara neden olabileceği gerçeğine dikkat çekmektedirler. Davis kuvarsitin üst 10 m'lik kısmından geçen beslenme suyunun çatlakları 10^5 yılda 0,38 mm genişletecek şekilde yeterli miktarda silisi çözdüğü kuramsal bir örnek ortaya koymuştur. Sıvı akışı bakımından bu genişleme son derece önemli olabilir. Davis, kristalen kayalarda çatlakların erimesiyle çabukça açıklık oluşması eğilimini azaltan birçok faktör olduğunu ifade etmiştir. Yeraltı suyu çatlaklı kayaya girmeden önce örtü birimi içinde akarken önemli miktarda çözünmüş silisyum kazanmaktadır. Bu nedenle de çatlak yüzeylerindeki silisyum minerallerini çözme yeteneği oldukça düşüktür. Silisyumca zengin kayalarda çoğu karbonat kayalarından farklı olarak bozuşma başladıktan sonra demir ve alüminyum oksit şeklinde çözünmez bir katı madde (rezidü) oluşmaktadır. Bu madde, küçük çatlakları tıkama eğilimindedir.

Kristalen kayaların geçirgenliğinin en karakteristik özelliklerinden biri geçirgenliğin artan derinliğe bağlı olarak azalmasıdır. Kuzey Carolina'da bir kristalen kaya (granit, gabro, gnays ve şist) arazisinde LeGrand (1954) tarafından yapılan bir çalışmanın sonuçları (Şekil 4.10), sondajcıların pekçok kristalen kaya bölgesinde daha nitel bir tarzda gözleyecekleri eğilimin nicel bir ifadesidir. Derinlik ile kuyu verimi arasındaki nicel ilişkiler ayrıca Summers (1972) tarafından Wisconsin'daki Prekambriyen kayalar bölgesi için geliştirilmiştir. Çatlak oluşumuna neden olan gerilme değişimlerinin büyük olmasından ve jeolojik zaman içinde bu gerilme değişimlerinin yeryüzüne yakın kesimde daha sıkça meydana gelmesinden dolayı çatlaklı kristalen kayaların geçirgenliği büyük derinliklerde daha azdır. Jeolojik yükün neden olduğu düşey ve yatay gerilmelerden ve tektonik kökenli yatay gerilmelerden kaynaklanan "kilitlenmelerden" dolayı çatlaklar artan derinliğe bağlı olarak azalma eğilimindedir. Kayalar gevrek karakterlerinin önemli bir kısmını birkaç km derinliğe kadar muhafaza ederler. Çatlak geçirgenliği de bu nedenle büyük derinliklerde mevcut olabilir. Bu konuda çarpıcı kanıtlar 1 km ve daha büyük derinlikte suyun aktif bir şekilde şaft ve galeriler içine aktığı tünel ve yeraltı madenlerinden gelmektedir. Kristalen kayada kuru madenler kural olmaktan ziyade istisnadır.

Granitte yaklaşık olarak yer yüzeyine paralel olarak gelişen çatlakların oluşumunu LeGrand (1949) jeolojik yükün erozyon vasıtasıyla kaldırılması şeklinde açıklamıştır. Georgia'da LeGrand tarafından yapılan bir çalışmada bu yaprak çatlaklarının sığ kuyularda önemli bir su kaynağı olduğu gözlenmiştir. Bu çatlakların

sıklığı ve genişliği derinliğe bağlı olarak süratle azalmaktadır. Yaklaşık 100 m derinlikten sonra geçirgenliğe katkılarının önemli olmadığı düşünülmektedir (Davis ve De Wiest, 1966).

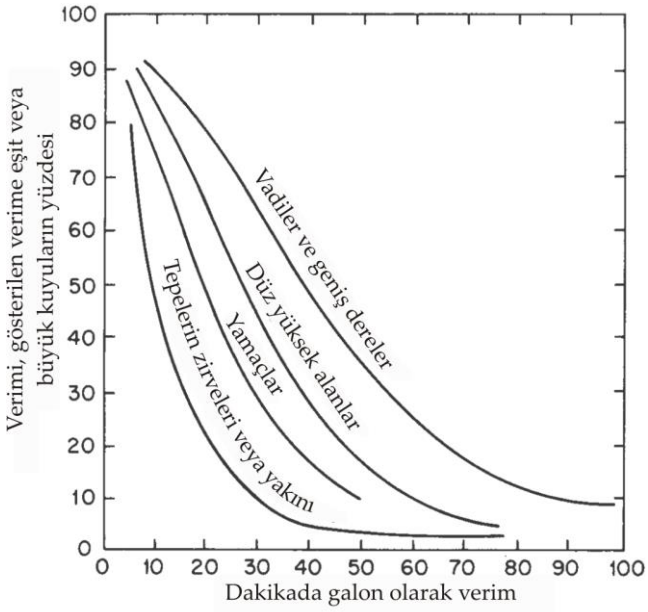


Şekil 4.10 Kuzey Carolina'daki Statesville bölgesinde kristalin kayalarda derinliğe bağlı olarak kuyu veriminde azalım (su tablası altında, kuyuda gpm/ft). Noktaların yanındaki rakamlar, eğriyi tanımlamak için gerekli ortalama değeri elde etmek için gerekli kuyu sayısıdır (Legrand, 1954; Davis ve De Wiest, 1966'dan).

Çoğu çatlakların oluşumu doğrudan veya dolaylı olarak topoğrafik şartlarla ilişkili yüzeye yakın gerilme boşalımı ile meydana geldiğinden, çoğu kristalen kaya arazisinde kuyuların sayı ve veriminin topoğrafya ile ilgili olması şaşırtıcı olmasa gerektir. LeGrand (1954)'ın çalışmasının sonuçları bu sefer kuyu verimi ilişkilerini topoğrafyaya göre görsel olarak ifade etmede kullanılacaktır. Şekil 4.11'de Kuzey Carolina inceleme alanındaki kristalen kayalarda kuyu veriminin vadilerde ve geniş kanyonlarda en yüksek; tepelerin sırtlarına yakın kesimlerinde ise en düşük olduğu görülmektedir. Yüksek düzlüklerde ve yamaç altlarındaki verimler bu iki uç durum arasındadır. Vadi ve geniş kanyonlar çoğu bölgelerde fay kuşakları boyunca gelişmektedir. Fay kuşaklarında geçirgenliğin yüksek olması eğilimi, kuyu verimi ilişkisinde birincil etmendir.

Volkanik kayalar mağmanın yeryüzünde veya yeryüzüne yakın derinliklerde katılaşması sonucunda oluşmaktadır. Bu kayaları hidrojeolojik açıdan diğer kristalen kayaların çoğundan ayıran fark, genellikle geçirgenliğe neden olan birincil özellikler içermeleridir. Davis (1969) volkanik kayaların gözeneklilik ve geçirgenliğini mükemmel bir şekilde ele alan çalışmasında bu özelliklerin kayaların tarihçesi ile ilgili olduğunu belirtmektedir.

Mağma yeryüzüne erişip lav şeklinde aktığı zaman soğuma süreciyle oluşan kayalar genellikle çok geçirgendir. Yüzeyde meydana gelen çabuk soğuma ve gaz kaçışı soğuma çatlaklarının ve kabarcık şeklindeki gözeneklerin oluşmasına yol açar. Lav henüz hareket halindeyken meydana gelen soğumada üst yüzeyi kabuk bağlar. Kabuğun altındaki lav akışı kabuğun çatlamasına neden olur. Bu şekilde oluşan bloklu kütle hareket halindeki lav tarafından genellikle aşağı çekilir. Sonuçta ortaya çıkan ürün, çoğu kesimde üstte iri bloklar ve daha alt kesimde de daha yoğun bir kaya içeren bir katı kütle şeklindedir (Davis, 1969). Lavlarla kaplı arazide nehirlerin taşıyarak çökelttiği çakıllar daha sonra meydana gelen lav akıntılarıyla yeniden örtülür. Bloklu kaya kütlesi ve eşlik eden çakıl ara seviyesi çoğu genç bazaltlarda çok yüksek bir yığınsal geçirgenlik oluşumuna neden olur. Genç bazaltlardaki yüksek geçirgenliğin diğer nedenleri gaz delikleri, lav tüpleri ve ağaç kalıplarıdır. Jeolojik zaman içinde derine gömülme yoluyla alterasyon veya çimentolayıcı akışkanların kaya bünyesine girişi geçirgenliği azaltır.

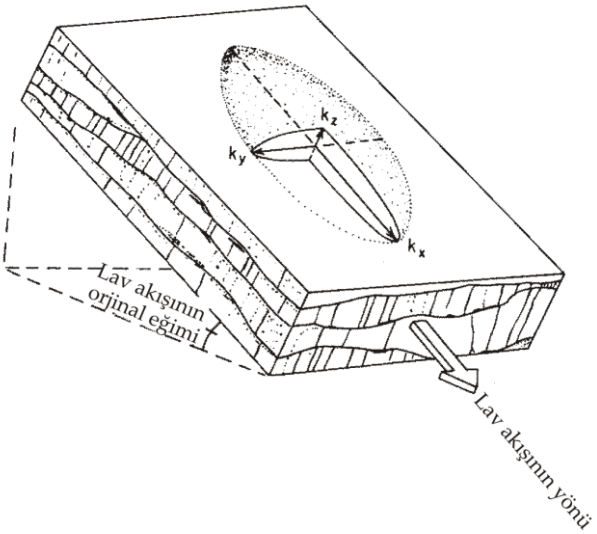


Şekil 4.11 Kuzey Carolina'daki Statesville bölgesinde topoğrafik pozisyona göre kuyu verilerinin kümülatif frekans dağılımları (Legrand, 1954; Davis ve De Wiest, 1966'dan).

Bazaltın geçirgenliği büyük ölçekte çok anizotroptur. Lav akış merkezleri genellikle geçirimsizdir. Yüksek geçirgenliğe neden olan gömülü zeminler soğumuş lav akıntılarının tepesinde gelişir. Lav akışları arasında nehir çökellerine rastlamak mümkündür. Bloklu moloz kuşakları genellikle lav akış eğilimine paralel gidişlidir. Bu nedenle de en yüksek geçirgenlik yönü genellikle lav akış yönüne paraleldir. Davis lav akışı içindeki geçirgenliğin lav akışının orijinal eğiminin en yüksek olduğu yönde en büyük değere ulaştığını ifade etmiştir. Bu durum, genç bazaltik kayaların genel geçirgenliğinin göreceli büyüklüğünün ve yöneliminin anlatılmaya çalışıldığı Şekil

4.12'de şematik olarak gösterilmiştir. Ancak, bazı durumlarda ana eksenin yönelimi eliptik olmayabilir.

Dünyadaki bazaltik kayaların en büyük yığışması A.B.D.'nin kuzeybatı kesiminde Columbia Nehri Platosu olarak bilinen bölgede bulunmaktadır. Miyosen ve Pliyosen devirlerinde çok büyük hacimlerdeki mağma fisürlerden yükselerek yüzeye çıkmış ve birkaç milyon km^2 olduğu tahmin edilen çok büyük alanlara yayılmıştır. Bunun sonucunda ise mağmanın çoğunda gaz içeriği çok düşmüştür. Bu bölgedeki bazalt genellikle çok yoğun olup, vesiküler bazalt sadece sınırlı zonlarda gelişmiştir. Pekçok bazalt akışı arasında nehir yatağında çökelmiş sedimentlerin geniş yayılımlarına rastlanır. Columbia Nehri Platosu'nda bazalt istifinin ortalama toplam kalınlığı 550 m'nin üzerindedir.



Şekil 4.12 Genç bazaltik kayaların yığınsal geçirgenliğinin olası yönelimi ve göreceli büyüklüğü (Davis, 1969'dan).

Tablo 4.1 Aşağı Yakima bazalt akmaları ve ara tabakalara ait hidrolojik özelliklerin değişim aralığı.

	Hidrolik iletkenlik (m/s)	Gözeneklilik (%)
Yoğun bazalt	10^{-11}–10^{-8}	0,1–1
Vesiküler bazalt	10^{-9}–10^{-8}	5
Çatlaklı, bozuşmuş veya breşik bazalt	10^{-9}–10^{-5}	10
Ara tabakalar	10^{-8}–10^{-5}	20

Washington Eyaleti'nin güneydoğu kesimindeki bir sahada bazalt istifinin daha aşağı kesiminde yapılan sondaj kuyularındaki incelemelerden Tablo 4.1'de özetlenen hidrolik iletkenlik, iletimlilik ve gözeneklilik verileri elde edilmiştir (Atlantic-Richfield

Hanford Company, 1976). Nehir-çökeli ara seviyeleri ve vesiküler, çatlaklı, bozuşmuş veya breşik karakterli bazalt zonları, içinde yatay bölgesel akışın hakim olduğu akiferleri oluşturmaktadır. Yoğun bazalt kuşaklarının hidrolik iletkenlik ve gözenekliliği düşüktür fakat, genelde önemli miktarda suyu iletebilmektedirler. Hidrolik iletkenliğin çok düşük olduğu yoğun ve çatlaksız bazı bazalt kuşakları muhtemelen bölgesel akitardlar gibi davranmaktadır.

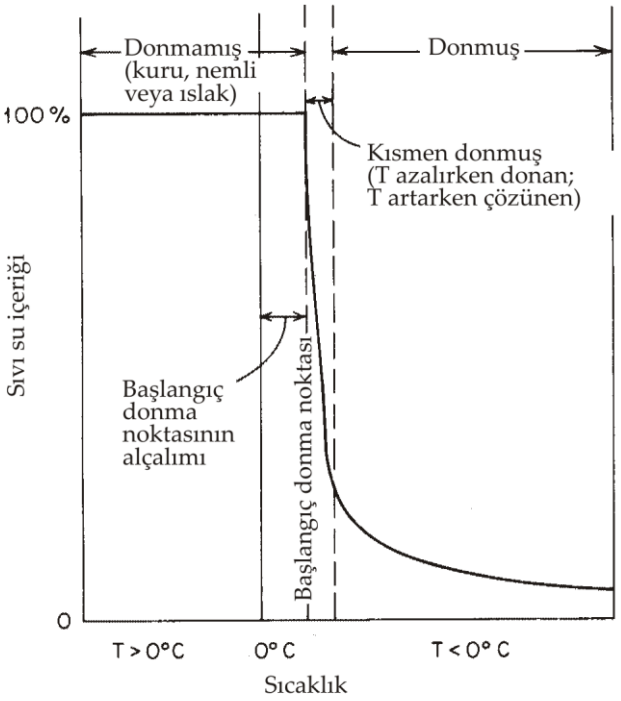
4.7 Permafrost

Permafrost olarak bilinen ve sürekli olarak donmuş vaziyette bulunan yerlere Arktik kuşak içinde hemen hemen her yerde rastlamak mümkündür. Kanada, Alaska, Grönland, İskandinavya ve SSCB'nin en kuzey bölgelerinde permafrost devamlı olmakla birlikte, meskûn bölgelerde veya kaynakların sınırı kuzey topraklarında permafrost kuşakları devamlı değildir. And Dağları'nın yüksek kesimleri ve Antartika hariç güney yarımkürede permafrost bulunmamaktadır.

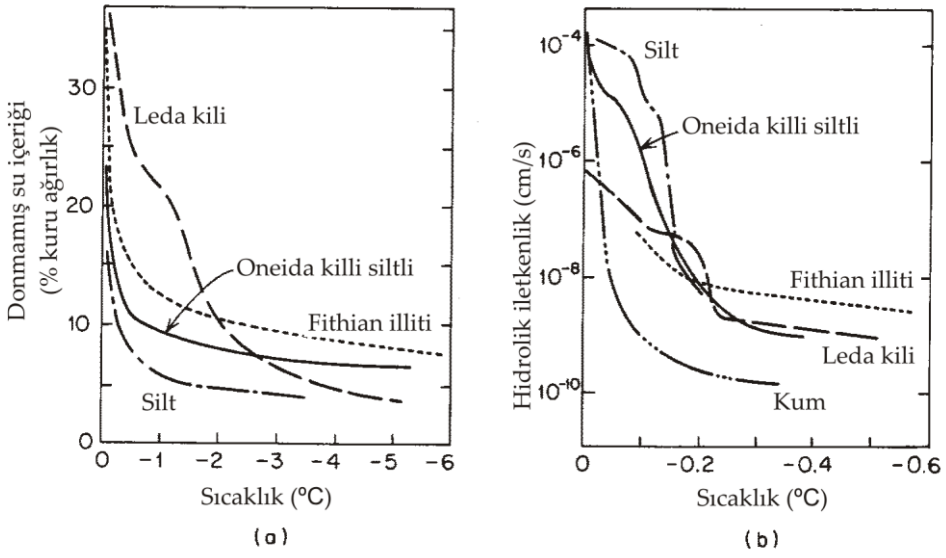
Beklentilerin tam aksine, yer ısısının 0 ^{0}C'a düştüğü her yerde permafrost oluşmamaktadır. Gözenek suyunun buza dönüşümünün başlaması için ısının 0 ^{0}C'ın çok altına düşmesi gerekir (Anderson ve Morgenstern, 1973; Banin ve Anderson, 1974). Donma başlangıç noktasındaki düşüşün oluşumu ve büyüklüğü sıvı basıncı, gözenek suyunun tuz içeriği, zeminin tane boyu dağılımı, zemin mineralojisi ve zemin yapısı gibi çok sayıdaki faktöre bağlıdır (van Everdingen, 1976). Gözeneklerdeki sıvı su içeriği ile yığınsal maddenin sıcaklığı arasındaki ilişkiler Şekil 4.13'de verilmiştir. Zemin kısmen donmuş olduğunda zemin malzemesi su ve buzun ikisini de ihtiva eder. "Permafrost" terimi, içinde suyun tüm yıl boyunca donmuş veya yarı-donmuş vaziyette kaldığı malzeme için kullanılmalıdır. 0 ^{0}C ısısal şartları gözenek suyunun gerçek fiziksel durumu hakkında çok az bilgi verir.

Permafrostun hidrojeolojik önemi çoğu jeolojik birimin donmuş ve donmamış haldeki hidrolik iletkenlik değerleri arasındaki büyük farklılıktan ileri gelmektedir. Şekil 4.14(a)'da birkaç zemin çeşidi için donmamış gözenek suyu içeriği ile sıcaklık arasındaki ilişki ve Şekil 4.14(b)'de de bu ilişkinin hidrolik iletkenlik üzerine etkisi görülmektedir. Malzemenin yığınsal sıcaklığı 0 ^{0}C'dan –1 ^{0}C'a doğru azaldığında donmamış su içeriği azalmakta ve gözeneğin buz içeriği artmaktadır. Sıcaklığın 0 ^{0}C'ın altına birkaç ondalık derecesinde (yani 0,5 dereceden daha az bir düşüşle) düşmesiyle hidrolik iletkenlikte logaritmik olarak birkaç derecelik şiddette bir düşüş meydana gelmektedir. Meselâ, uygun stratigrafik şartlarda ve donmamış halde iken bir akifer olabilen ince kum 0 ^{0}C'ın biraz altındaki ısıda düşük geçirgenlikli bir akitard haline gelmektedir. Donmamış haldeyken sızdıran akitard karakterinde olabilen silt tamamen donduğunda geçirimsiz bir akitard olabilmektedir.

Kuzeydoğu Alaska'nın Fairbanks bölgesindeki alüviyal vadilerin iki enine kesiti baz alınarak permafrost konfigürasyonlarının akiferlerin dağılımı üzerindeki önemi gösterilebilir (Şekil 4.15). Happy Creek vadisinde silt akitardın altındaki çakıl ve kum çökelleri bol su veren bir akifer oluşturmaktadır. Beslenme daha çok yukarı yamaçlardaki donmuş zonlardan ve derelerin yukarı kesimlerindeki flüviyal

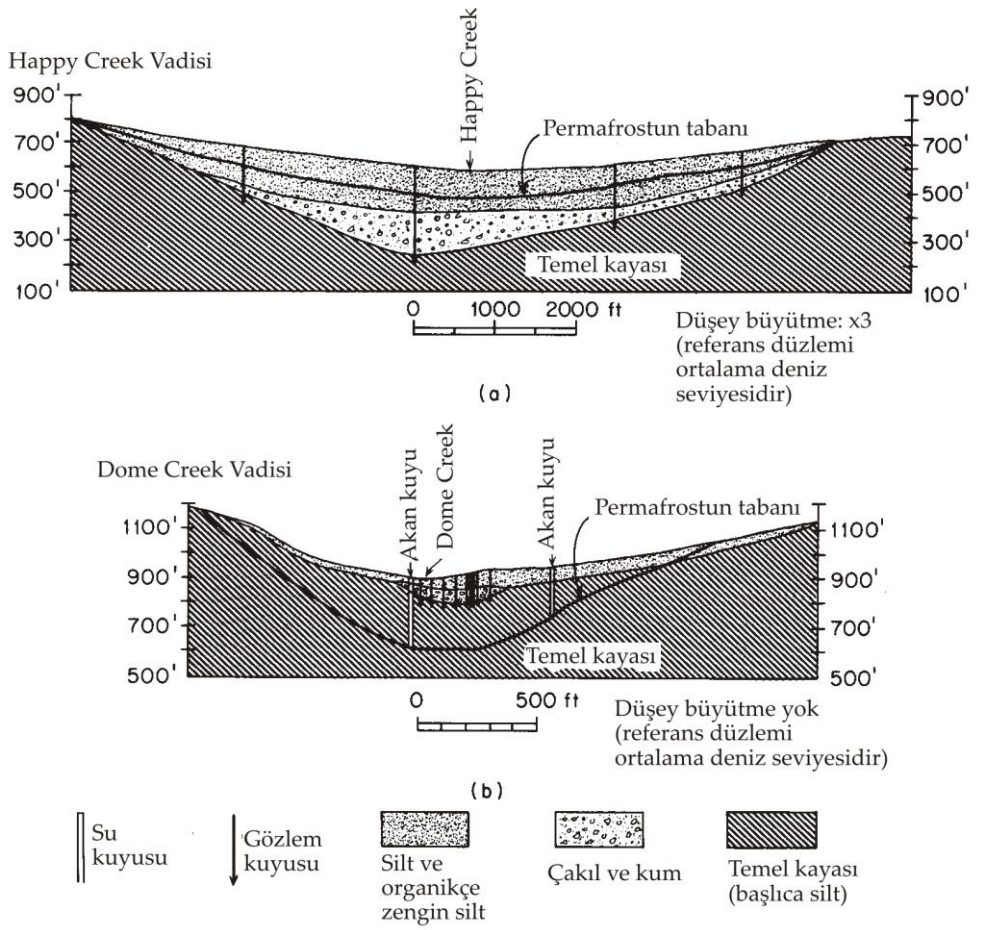


Şekil 4.13 Donmamış, kısmen donmuş ve donmuş zemin durumları için sıvı su içeriği ve yer sıcaklığı ilişkisinin kuramsal grafiği (van Everdingen, 1976'dan).



Şekil 4.14 Bazı doygun zeminlerde sıcaklığın hidrolik iletkenliğe etkisi. (a) Donmamış su içeriği-sıcaklık ilişkisi; (b) hidrolik iletkenlik-sıcaklık ilişkisi (Burt ve Williams, 1976'dan).

çökellerden olmaktadır. Diğer taraftan, Dome Creek'in altındaki permafrostun tabanı kum ve çakılın altında anakayaya kadar inmektedir. Permafrostun geçirimsiz tavan etkisinden dolayı, permafrostun tabanı altında anakayada bulunan suda zemin yüzeyinin üzerine çıkan yüksek hidrolik yükler gelişmekte ve derine inen kuyularda fışkıran artezyen şartları oluşmaktadır.



Şekil 4.15 Alaska'daki Fairbanks madencilik bölgesinde iki vadi boyunca hidrojeolojik kesitler. (a) Permafrostun tabanının altında kum ve çakıl akiferinin oluşumu; (b) permafrost zonunda donmuş kum ve çakıl çökelleri. Akan kuyular permafrostun tabanı altında gelişmiştir (Williams, 1970'den).

Önerilen Kaynaklar

BROWN, I. C., ed. 1967. Groundwater in Canada. *Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept. No. 24*, pp. 65-171.

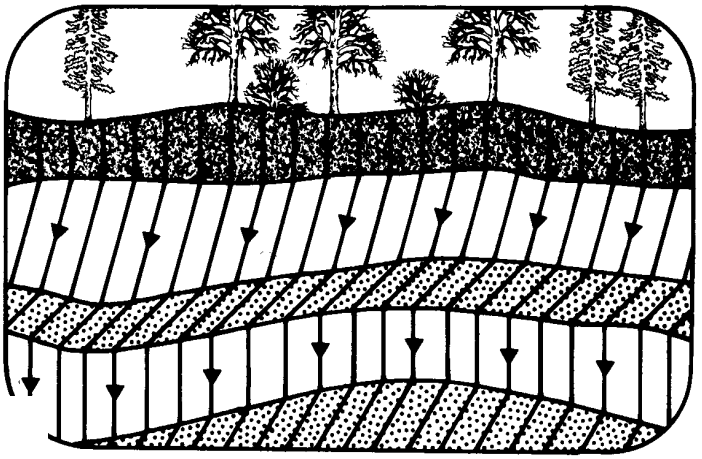
DAVIS, S. N. 1969. Porosity and permeability of natural materials. *Flow through Porous Media*, ed. R. J. M. De Wiest. Academic Press, New York, pp. 53-89.

DAVIS, S. N. and R. J. M. De WIEST. 1966. *Hydrogeology*. John Wiley & Sons, New York, pp. 318-417.

McGUINNESS, C. L. 1963. The role of groundwater in the National Water Situation. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1800*.

BÖLÜM 5

Akım Ağları



5.1 Grafik Çizim Yoluyla Akım Ağları

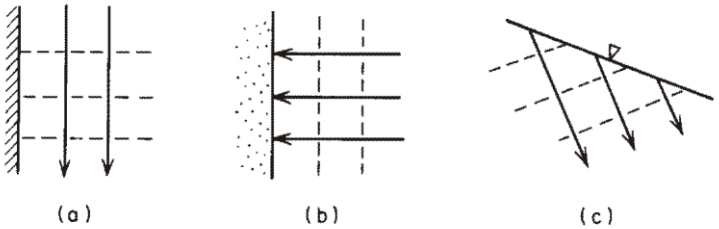
Bir yeraltı suyu akış sisteminin eşpotansiyel yüzeyler ve bunlara karşılık gelen ortogonal akış çizgilerinden oluşan üç boyutlu düzen ile temsil edilebileceğini 2. Bölümde görmüştük. Üç boyutlu sistem içinde uygun bir iki-boyutlu enine kesitin seçilmesi durumunda eşpotansiyel çizgiler ve akış çizgilerinden oluşan takım *akım ağını* oluşturur. Çizim yoluyla oluşturulan akım ağları yeraltı suyu akış analizinde kullanılan en faydalı analitik tekniklerden biridir.

Altbölüm 2.11'de ve Şekil 2.25'de bir akım ağının, iki boyutlu, dengeli rejimdeki bir sınır-değeri probleminin çözümü olarak ele alınabileceğini görmüştük. Çözüm için gerekli bilgiler akışın olduğu bölgenin tanımı, akış bölgesine ait sınır şartları ve akış bölgesi içindeki hidrolik iletkenliğin alansal dağılımıdır. Ek III'de analitik bir matematiksel çözüm yöntemi verilmiştir. Bu bölümde, akım ağlarının ileri düzey matematiksel yöntemlere ihtiyaç duymadan grafik olarak da çizilebileceğini öğreneceğiz.

Homojen, İzotrop Sistemler

İlk olarak homojen, izotrop ve tamamen doygun bir akış bölgesini ele alalım. Böyle bir bölgedeki dengeli akış için üç çeşit sınır durumu mevcut olabilir: (1) geçirimsiz sınırlar, (2) sabit-yük sınırları, ve (3) su tablası sınırları. Önce bir geçirimsiz sınır civarındaki akışı dikkate alalım [Şekil 5.1(a)]. Sınırdan içeri doğru akış söz konusu olmadığından, sınır yakınındaki akış çizgileri sınıra paralel ve eşpotansiyel çizgiler de sınır ile dik açı yapacak şekilde olmalıdır. Darcy yasasını uygulayarak ve sınır boyunca özgül debiyi de sıfıra eşitleyerek sınır şartı için matematiksel ifadeyi elde etmiş oluruz. *xz* düzlemindeki eksenlere paralel sınırlar için:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad veya \quad \frac{\partial h}{\partial z} = 0 \tag{5-1}$$



Şekil 5.1 (a) Geçirimsiz bir sınır; (b) sabit yük sınırı ve (c) su tablası sınırı civarında yeraltı suyu akışı.

Aslında, bir akım ağındaki herhangi bir akış çizgisi hayalî bir geçirimsiz sınır oluşturur ve akış çizgisini *kesen* bir akış yoktur. Akım ağı oluşturulmasında akış bölgesinin boyutunu küçültmek için genellikle belirli bir simetri hattının sadece bir tarafındaki akış bölgesi dikkate alınır. Simetri hattının kendisinin de bir akış çizgisi olduğu gayet belirgin ise, simetri sınırında uygulanması gereken sınır şartı (5-1) eşitliğidir.

Hidrolik yükün sabit olduğu bir sınır [Şekil 5.1(b)] aynı zamanda bir eşpotansiyel çizgidir. Akış çizgileri bu sınıra dik olmalı ve bu sınıra hemen komşu olan eşpotansiyel çizgiler ise bu sınıra paralel olmalıdır. Bu durumla ilgili matematiksel şart şu şekildedir:

$$h = c \tag{5-2}$$

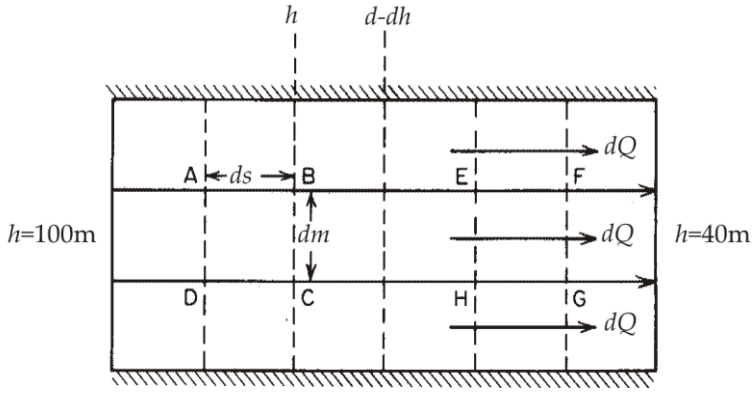
Su tablası seviyesinde hidrolik yük (ψ) sıfır olup, basit yük ilişkisi $h=\psi+z$, sınır şartı için aşağıdaki sonucu verir:

$$h = z \tag{5-3}$$

Şekil 5.1(c)'de görüldüğü gibi, beslenme durumunda su tablası ne bir akış çizgisi ne de bir eşpotansiyel yüzeydir. Sadece değişken fakat bilinen bir h çizgisidir.

Homojen, izotrop akış bölgesindeki malzemenin hidrolik iletkenliğinin (K) bilinmesi halinde sistemdeki boşalımı bir akım ağından hesaplamak mümkündür. Daha önce Şekil 2.25(a)'da sunulmuş olan basit durumun eksiksiz akım ağı Şekil 5.2'de görülmektedir. Birbirine komşu iki akış çizgisi arasında kalan alana *akış tüpü* denir. Akış çizgileri arasındaki mesafe aynı ise, her akış tüpünden geçen boşalım da aynıdır. Şekil 5.2'de *ABCD* bölgesinden geçen akışı göz önüne alalım. *AB* ve *BC* mesafeleri sırayla *ds* ile *dm* ve *AD* ile *BC* arasındaki hidrolik düşüm de *dh* ise, bu bölgede sayfa düzlemine dik yöndeki birim kesit alanından geçen boşalım,

$$dQ = K\frac{dh}{ds}dm \tag{5-4}$$



Şekil 5.2 Çok basit bir akış sistemi için nicel akım ağı.

olur. Dengeli rejim şartlarında akış tüpü içinde sözgelimi *AD*, *EH* veya *FG* gibi birim derinlikteki herhangi bir düzlemdeki boşalım da *dQ*'ya eşit olmalıdır. Başka bir deyişle, akış tüpünün başka herhangi bir yerindeki boşalım tüpünün sadece bir elemanı içindeki akıştan yola çıkarak hesaplanabilir.

ds=*dm* alarak karelerden oluşan bir akım ağı çizmek istersek, (5-4) eşitliği aşağıdaki şekle dönüşür:

$$dQ = Kdh \tag{5-5}$$

m sayıdaki akış tüplerinden oluşan bir sistemde toplam boşalım:

$$Q = mKdh \tag{5-6}$$

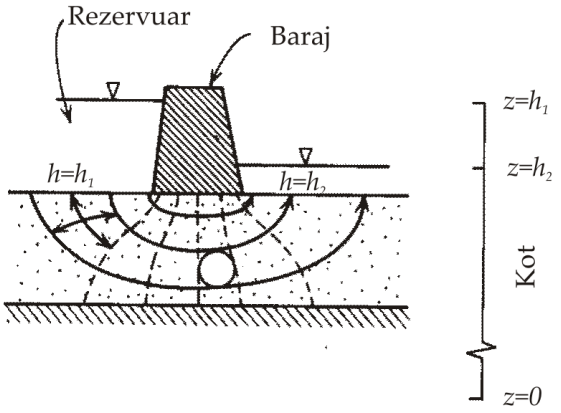
Akış bölgesi boyunca yükteki toplam düşüş *H* olursa ve akım ağında da *n* sayıda yük bölümlemesi varsa (*H*=*ndh*), o zaman,

$$Q = mKH/n \tag{5-7}$$

olur. Şekil 5.2 için *m*=3, *n*=6, *H*=60 m ve (5-7) eşitliğinden *Q*=30*K*'dir. *K*=10^{-4} m/s alınırsa (akım ağına dik kesitteki her bir metre için) *Q*=3 x 10^{-3} m^3/s olur.

(5-7) eşitliği kullanılırken dikkatli olunmalıdır. Sadece bir beslenme sınırı ve bir boşalım sınırı olan basit akış sistemlerine uygulanabilir. Daha karmaşık sistemlerde *Q*'yu bulmak için en iyi yol, bir akış tüpü için *dQ*'yu hesaplayıp sonra da bunu akış tüpü sayısı ile çarpmaktır.

Şekil 5.3'deki akım ağı bir baraj altında yer alan ve daha aşağıda da geçirimsiz bir temel ile sınırlanan kayadaki sızmayı göstermektedir. Bu şekil, akım ağı çiziminde üç nokta daha eklenerek kullanılabilir:



Şekil 5.3 Bir barajın altında homojen, izotrop temel kayaları içinde sızma.

1. Akım ağlarındaki "karelerin" kenarları eğriseldir (en basit akım ağları hariç). Yani, merkezî boyutları eşittir. Ya da, başka bir şekilde ifade etmek gerekirse, kare içine çizilen daire eğrisel kenarlı karenin dört kenarına da teğettir.
2. Akım ağlarının tüm kenarlardaki sınırlarının sonlu olması şart değildir; Şekil 5.3'de görülen ve yatay yönde sonsuz uzanımı olan katmanda görüldüğü gibi, bir veya daha çok yönde sonsuzluğa uzanan akış bölgeleri de çizilebilir.
3. Bir akım ağı, kenarda kısmî (yarım) bir akış tüpü olacak şekilde de çizilebilir.

Şekil 5.3'de görülen akım ağı için m=3,5'dir. H=100 m ve K=10^{-4} m/s olursa, n=6 olduğundan, (akım ağına dik kesitteki her bir metre için) Q=5,8 x 10^{-3} m^3/s bulunur.

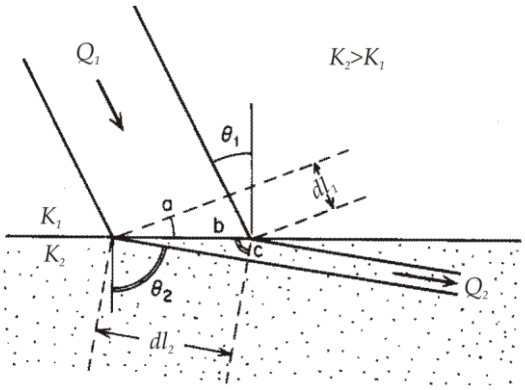
Homojen, izotrop ortamda hidrolik yük dağılımı sadece sınır şartlarının konfigürasyonuna bağlıdır. Akım ağının nitel karakteri ortamın hidrolik iletkenliğinden bağımsızdır. Hidrolik iletkenlik sadece nicel boşalım değerlerinin hesaplanması söz konusu olduğunda devreye girmektedir. Akım ağlarının boyutsuz olduğunu da belirtmekte yarar vardır. Akış alanının büyüklüğü ister birkaç metre kare isterse binlerce metre kare olsun, Şekil 5.2 ve 5.3'ün ikisi de aynı derecede geçerlidir.

Akım ağlarının çizimle oluşturulması bir çeşit sanat gibi düşünülebilir. Bu konuda takip edilen yol genellikle deneme-yanılma şeklindedir. Bazı hidrologlar kabul edilebilir akım ağlarını çabucak çizebilecek kadar çok yetenekli olabilmektedir. Akım ağı bazı kimseler için ise çok bezdirici olabilir. Homojen, izotrop ortamlar için akım ağlarının çizim kuralları, düşünülenin tam aksine oldukça basittir. Bunları şu şekilde özetlemek mümkündür: (1) akış çizgileri ve eşpotansiyel çizgileri tüm sistem içinde birbirlerini dik açılarla kesmelidir, (2) eşpotansiyel çizgiler geçirimsiz sınırlara dik olmalıdır, (3) eşpotansiyel çizgiler sabit yük sınırlarına paralel olmalıdır ve (4) akım ağı, kareler sadece akış bölgesinin bir kısmında çizilecek şekilde oluşturuluyorsa; sonra (kenardaki kısmî akış tüpleri hariç) alanın tümü karelerle kaplanmalıdır.

Heterojen Sistemler ve Tanjant Yasası

Yeraltı suyu akış çizgileri hidrolik iletkenlikleri birbirinden farklı iki formasyon arasındaki jeolojik sınırdan geçtiği zaman, ışığın bir ortamdan diğerine geçerken yaptığına benzer şekilde kırılma olur. Ancak, bir sinüs yasası olan Snell yasasından farklı olarak, yeraltı suyu kırılması tanjant yasasına uyar.

Şekil 5.4'deki akış tüpünü göz önüne alınız. $K_2 > K_1$ olan durumda akış, hidrolik iletkenliğin K_1 olduğu ortamdan hidrolik iletkenliğin K_2 olduğu ortama doğru ilerler. Akış tüpünün birim derinliği sayfa düzlemine dik olup, açı ve mesafeler şekil üzerinde gösterildiği gibidir. Dengeli akışta içe doğru akım (Q_1) dışa doğru akıma (Q_2) eşit olmalıdır; ya da Darcy yasasından,



Şekil 5.4 Bir jeolojik sınırda akış çizgilerinin kırılması.

$$K_1 a \frac{dh_1}{dl_1} = K_2 c \frac{dh_2}{dl_2} \tag{5-8}$$

olup, bağıntıdaki dh_1: dl_1 mesafesi boyunca yük düşüşü ve dh_2: dl_2 mesafesi boyunca yük düşüşüdür. dl_1 ve dl_2'nin aynı iki eşpotansiyel çizgiyi sınırladığı durumda $dh_1 = dh_2$ olduğu açıktır ve geometrik olarak da $a = b\cos\theta_1$ ve $c = b\cos\theta_2$'dir. $b/dl_1 = 1/\sin\theta_1$ ve $b/dl_2 = 1/\sin\theta_2$ olduğundan, (5-8) eşitliği

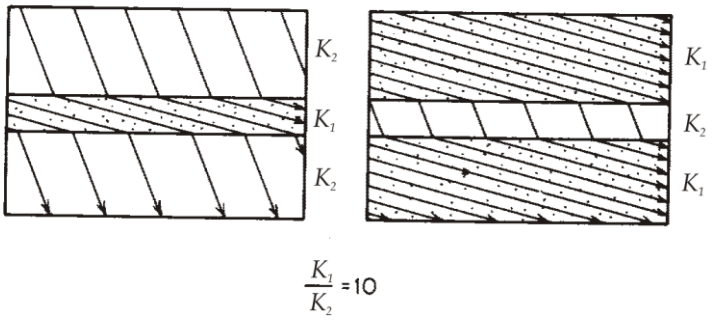
$$K_1 a \frac{dh_1}{dl_1} = K_2 c \frac{dh_2}{dl_2} \tag{5-9}$$

veya

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan\theta_1}{\tan\theta_2} \tag{5-10}$$

şekline dönüşür.

(5-10) eşitliği heterojen ortamdaki jeolojik sınırda yeraltı suyu kırılmasının tanjant yasasını teşkil eder. K_1, K_2 ve θ_1 biliniyor ise, (5-10) eşitliğinden θ_2 bulunabilir. Şekil 5.5'de K_1/K_2=10 olan iki durum için akış çizgisi kırılmaları verilmiştir. Akış çizgilerinin kendi iradesine göre hareket etmesi söz konusu olsaydı, yüksek geçirgenlikli formasyonları kanal olarak kullanır ve düşük geçirgenlikli en kısa yoldan geçmek isterdi. Geçirgenlik kontrastının logaritmik olarak 2 derece ve daha yüksek olduğu akifer-akitard sistemlerinde akış çizgileri akiferde neredeyse yatay; akitardda da düşey olma eğilimindedir. Hidrolik iletkenliğin Tablo 2.2'de verilen geniş değişim aralıkları göz önüne alındığında, kontrastın logaritmik olarak 2 derece ve daha yüksek alınmasının gayet makul olduğu da anlaşılmış olacaktır.

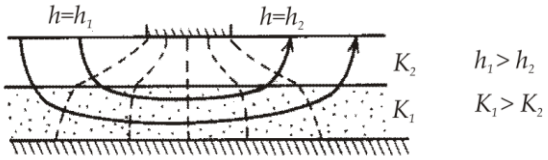


Şekil 5.5 Katmanlı sistemlerde akış çizgilerinin kırılması (Hubbert, 1940'dan).

Şekil 5.5'de verilen akış sistemlerini tamamlamak için eşpotansiyel çizgiler çizmeye teşebbüs edilirse, tüm formasyonlarda kareler elde etmenin imkansız olduğu kısa zamanda anlaşılacaktır. Heterojen sistemlerde bir formasyondaki kareler diğerinde dikdörtgen olabilir.

Heterojen, izotrop sistemlerde grafik olarak akım ağı oluşturma kurallarını şu şekilde özetleyebiliriz: (1) akış çizgileri ve eşpotansiyel çizgileri birbirini tüm sistemde dik açılarla kesmelidir, (2) eşpotansiyel çizgiler geçirimsiz sınırlara dik olmalıdır, (3) eşpotansiyel çizgiler sabit yük sınırlarına paralel olmalıdır, (4) jeolojik sınırlarda tanjant yasasının şartları sağlanmalıdır, ve (5) akım ağı, kareler sadece bir formasyonun bir kısmında çizilerek oluşturuluyorsa, o formasyonun tümü ve aynı hidrolik iletkenlikteki formasyonların tamamı karelerle kaplanmalıdır. Farklı iletkenlikteki formasyonlar için dikdörtgenler oluşturulmalıdır.

Son iki kural karmaşık heterojen sistemlerde sağlıklı, nicel akım ağlarının çizilmesini son derece güçleştirmektedir. Ancak, ortogonallığın korunduğu fakat kareler oluşturma girişiminin olmadığı nitel akım ağları bir yeraltı suyu akış sistemini anlamada son derece yararlı olmaktadır. İlk önce Şekil 5.3'de verilen baraj sızma problemi bu sefer tabakalı temel kayası için Şekil 5.6'da nicel olarak çizilmiş bir akım ağı şeklinde verilmiştir.



Şekil 5.6 Bir barajın altında heterojen, izotrop temel kayaları içinde sızma.

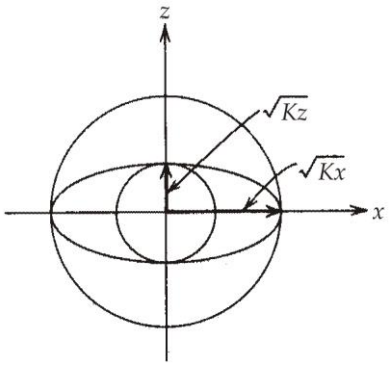
Anizotrop Sistemler ve Dönüştürülmüş Kesit

Homojen fakat anizotrop ortamda akım ağı çizimi eşpotansiyel çizgilerin ortogonal olmamasından dolayı zorlaşmaktadır. Maasland (1957), Bear ve Dagan (1965) ve Liakopoulos (1965b) bu problemle ilgili olarak teorik prensipleri açıklamışlar ve Bear (1972) de mevcut çalışmaların kapsamlı bir değerlendirmesini yapmıştır. Bu altbölümde başlıca ortogonal olmayan şartları ortadan kaldırmak amacıyla geliştirilmiş pratik tepkilere bakacağız. *Dönüştürülmüş kesitte* akım ağı çizilmesi burada ele alınacaktır.

Asal hidrolik iletkenlikleri K_x ve K_z olan homojen, anizotrop bir ortamda iki boyutlu bölgedeki akışı göz önüne alınız. Hidrolik iletkenlik elipsi (Şekil 5.7) $\sqrt{K_x}$ ve $\sqrt{K_z}$ yarı eksenlerine sahip olacaktır. Akış bölgesinin ölçeğini, dönüştürülmüş bölgenin koordinat yönleri X ve Z, orijinal xz sistemindeki ile aşağıdaki gibi ilişkili olacak şekilde dönüştürelim:

$$X = x$$

$$Z = \frac{z\sqrt{K_x}}{\sqrt{K_z}} \qquad (5\text{-}11)$$



Şekil 5.7 K_x/K_z = 5 olan bir anizotrop ortam için hidrolik iletkenlik elipsi. Daireler iki mümkün izotrop dönüşümü temsil eder.

$K_x > K_z$ durumunda bu dönüşüm akış bölgesinin düşey ölçeğini büyütecektir. Bu durumda hidrolik iletkenlik elipsi de yarıçapı $\sqrt{K_x}$ olan daireye büyüyecektir (Şekil 5.7'de dıştaki daire) ve hayali olarak genişletilmiş akış bölgesi K_x hidrolik iletkenliği ile homojen gibi davranacaktır.

Bu dönüşümün geçerliliği akışın dengeli rejim denklemine dayalı olarak savunulabilir. Orijinal xz koordinat sisteminde anizotrop ortam için (2-69) eşitliğinden:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) - \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial h}{\partial z}\right) = 0 \tag{5-12}$$

Terimleri K_x ile bölerek,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{K_z}{K_x}\frac{\partial h}{\partial z}\right) = 0 \tag{5-13}$$

elde edilir. Dönüştürülmüş kesit için (5-11) denklemindeki ikinci ifadeden,

$$\frac{\partial}{\partial z} = \frac{\sqrt{K_x}}{\sqrt{K_z}}\frac{\partial}{\partial Z} \tag{5-14}$$

olur. (511) eşitliğinin birinci ifadesine dikkat ederek ve (5-14) eşitliği operasyonunu (5-13) eşitliğinin iki farklı diferansiyeline uygulayarak aşağıdaki eşitlik elde edilir:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial Z^2} = 0 \tag{5-15}$$

Bu denklem, dönüşmüş kesitte homojen-izotrop ortamdaki akışın denklemidir.

Aynı derecede geçerli bir diğer dönüşüm de, x yönündeki bölgeyi aşağıdaki ilişkilere göre çıkarmak suretiyle yapılabilir:

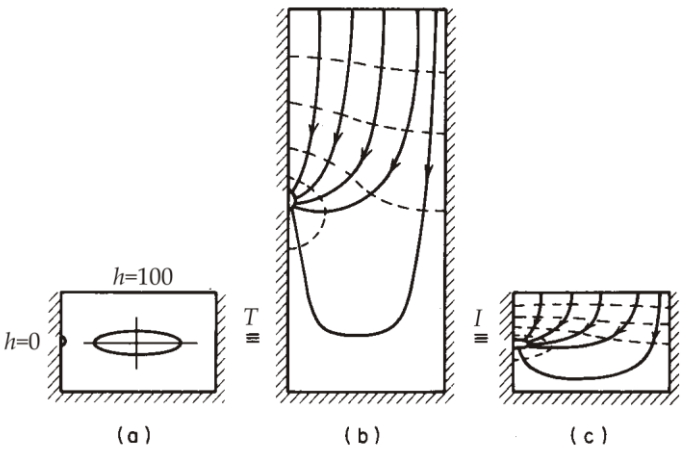
$$X = \frac{x\sqrt{K_z}}{\sqrt{K_x}}$$
$$Z = z \tag{5-16}$$

Bu durumda, iletkenlik elipsi Şekil 5.7'deki küçük daireye dönüşecek ve hayalî olarak dönüştürülmüş bölge K_z hidrolik iletkenliği ile homojen gibi davranacaktır.

Dönüştürülmüş kesit kavramını öğrenmiş olarak; homojen, anizotrop ortamda akım ağını grafik olarak çizmek artık çok kolay olacaktır: (1) (5-11) veya (5-16) eşitliğini kullanarak koordinat dönüşümü yapınız; (2) hayali olarak dönüştürülmüş ortamdaki

akım ağını homojen, izotrop ortam kurallarına göre çiziniz; (3) ölçek oranını ters çeviriniz.

Şekil 5.8 bu tekniğe bir örnektir. Şekil 5.8(a)'da gösterilen sınır-değeri problemi, h=100'deki bir gölcükten h=0'daki drenaja doğru gelişen akışı temsil eden düşey bir kesittir. Buradaki drenaj, aynı derinlikte ve sayfa düzlemine dik olarak yönelmiş çok sayıdaki drenajdan biri olarak düşünülmektedir. Düşey geçirimsiz sınırlar "hayalî" olup, akış sisteminin tamamının simetrisinden hareketle çizilmişlerdir. Alt sınır gerçek bir sınır olup, temelinde hidrolik iletkenliği logaritmik ölçekte birkaç derece daha düşük bir zemin veya kaya bulunan yüzeysel çökelin tabanını temsil eder. Düşey eksen keyfî bir şekilde drenajda z=0 ve yüzeyde z=100 olarak tayin edilirse, $h=\psi+z$'den ve verilen h değerlerinden, her iki sınırda da ψ=0 olduğu ortaya çıkar. Yüzeyde bu şart zeminin henüz yeni doymuş olduğunu gösterir. "Gölcük" oluşmak üzeredir ve derinliği bu aşamada sıfırdır. Drenajda ψ=0 şartı serbest akış şartlarını ifade eder. Akış alanındaki zeminin anizotropik iletkenliği K_x / K_z=16'dır. Şekil 5.8(b)'nin dönüştürülmüş kısmının düşey büyütmesi bu nedenle $\sqrt{K_x} / \sqrt{K_z}$=4'dür. Şekil 5.8(c) geri dönüşümün sonuçlarını göstermektedir. Burada, dönüştürülmüş kesitteki homojen-izotrop akım ağı akış bölgesinin gerçek ölçeğine geri getirilmiştir. Geriye dönüştürmede Şekil 5.8(b)'de herhangi bir noktadaki (X, Z) hidrolik yük Şekil 5.8(c)'deki (x, z) noktasındaki hidrolik yük olur.



Şekil 5.8 (a) $\sqrt{K_x} / \sqrt{K_z}$ = 4 olan homojen anizotrop bir bölgedeki akış problemi. (b) Dönüştürülmüş izotrop kesitteki akım ağı. (c) Gerçek anizotrop kesitteki akım ağı. *T*: dönüşüm; *I*: terslenme.

Dönüştürülmüş kesitin boyutu açık bir şekilde görüleceği gibi, dönüşümde (5-11) ve (5-16) eşitliklerinden hangisinin kullanıldığına bağlıdır fakat, bölgenin şekli ve sonuçta oluşan akım ağı iki durumda da aynıdır.

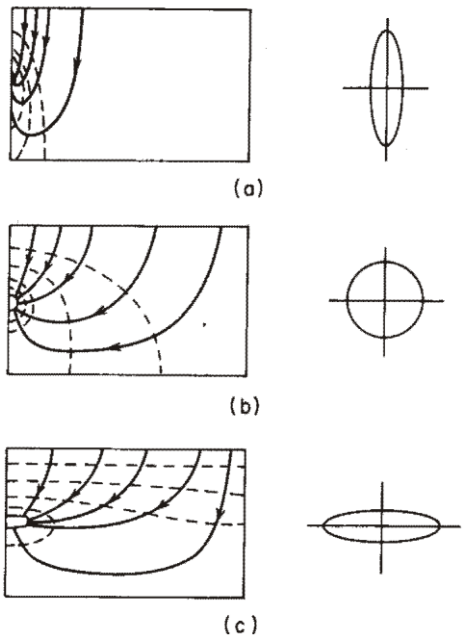
Boşalım miktarı veya akış hızlarının bilinmesi gerektiği durumlarda bu hesaplamaları dönüştürülmüş kesitlerde yapmak genellikle daha kolaydır. Böyle bir

durumda hangi hidrolik iletkenlik değerinin kullanılacağı sorusu gündeme gelecektir. Şekil 5.7'den de anlaşılacağı gibi, düşey olarak büyütülmüş kesit için K_x'in kullanımı ve yatay olarak büzülmüş için de K_z'nin kullanımı yanlış olacaktır. Bu durumda aynı problemin iki eşdeğer temsili için iki farklı nicel hesaplama seti ortaya çıkacaktır. Aslında, kullanılması gereken doğru değer:

$$K' = (K_x \,.\, K_z)^{0,5} \tag{5-17}$$

olur. (5-17) eşitliğinin geçerliliği akış şartlarının iki eşdeğer dönüştürülmüş temsilin ikisinde de eşit olması gerektiği şartına bağlıdır. Bunun ispatı için iki dönüşümün her birindeki tek bir akış tüpüne Darcy yasasının uygulanması gerekir.

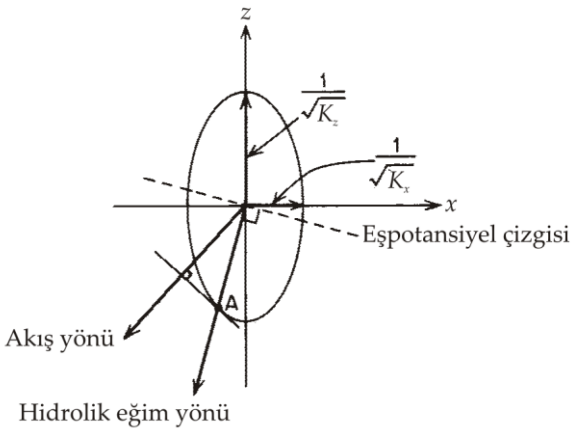
Anizotropinin yeraltı suyu akım ağlarının karakteri üzerine etkisi Şekil 5.8'de ortaya konan sınır-değeri probleminin aynısı için Şekil 5.9'da gösterilmiştir. Anizotrop akım ağlarının en önemli özelliği [Şekil 5.9(a) ve 5.9(c)] ortogonalliğin olmayışıdır. Bu altbölümde takdim edilen dönüşüm teknikleri bu problemi bize göre dolaylı fakat tatmin edici şekilde açıklamaktadır.



Şekil 5.9 Şekil 5.8(a)'nın $\sqrt{K_x} / \sqrt{K_z} = 1/4$, (b) $\sqrt{K_x} \neq \sqrt{K_z} = 1$ ve (c) $\sqrt{K_x} / \sqrt{K_z} = 4$ durumları için akım ağları (Maasland, 1957'den).

Araziden elde edilen piyezometre verilerine göre, akım ağı çizilmesinin gerekli olduğu çok sayıdaki durumdan bahsetmek mümkündür. Jeolojik formasyonun anizotrop olduğu biliniyorsa, eşpotansiyel verilerden akış yönlerini belirlemede

maksimum özen gösterilmelidir. Tam bir akım ağının çizilmesi isteniyorsa, bir dönüşüm kesitinin hazırlanması gerekir fakat, sadece belirli noktalardaki akış yönlerinin bulunması isteniyorsa, bu iş için faydalı olabilecek bir grafik çizim yöntemi mevcuttur. Şekil 5.10'daki kesikli çizgi bir *xz* alanında belirli bir noktadaki eşpotansiyel çizginin yönsel eğilimini temsil etmektedir. Sonra bu nokta etrafında *ters dönmüş* bir hidrolik iletkenlik elipsi çizilir. Elipsin asal yarı-eksenleri (Şekil 5.7'deki gibi $\sqrt{K_x}$ ve $\sqrt{K_z}$ değil de) $1/\sqrt{K_x}$ ve $1/\sqrt{K_z}$'dir. Hidrolik eğim yönünde çizilen bir çizgi elipsi *A* noktasında keser. *A* noktasında elipse bir teğet çizilirse akışın yönü bu teğete dik olur. Bu çizimin uygulamasına bir örnek olarak, Şekil 5.10'daki sonuçlar Şekil 5.9(c)'nin sağ-orta kısmındaki akış çizgisi/eşpotansiyel çizgi kesişimleri karşılaştırılabilir.



Şekil 5.10 $K_x/K_z = 5$ olan bir anizotrop bölgede akış yönünün belirlenmesi.

5.2 Analog Benzetişim Yoluyla Akım Ağları

Bir *xz* düzlemindeki homojen, izotrop ortamdaki akışta bir akım ağındaki eşpotansiyel çizgiler, bölgedeki dengeli akışı tanımlayan sınır değeri probleminin çözümünün [$h(x,z)$] konturlu bir yansımasıdır. Akım ağının oluşturulması *Laplace denkleminin* dolaylı bir çözümüdür:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \qquad (5\text{-}18)$$

Bu denklem matematiksel fizikte çok sıkça kullanılan kısmî diferansiyel denklemlerden biridir. Laplace denkleminin tanımladığı diğer fiziksel problemlerden bazıları katılardaki ısı akışı ve iletken ortamda elektrik akımı geçişidir. Bu son ifade edilen fiziksel olayda Laplace denklemi,

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \tag{5-19}$$

şeklini alır. Buradaki V elektriksel potansiyel veya voltajdır.

(5-18) ve (5-19) eşitlikleri arasındaki benzerlikler elektrik akışı ile yeraltı suyu akışı arasındaki benzerliği ortaya çıkarmaktadır. Bu iki eşitlik de, bir tarafta Darcy yasası diğer tarafta da Ohm yasası olmak üzere çizgisel akış esasına; bir tarafta akışkan kütlesinin korunması diğer tarafta da elektriksel değişimin korunması olmak üzere devamlılık esasına dayanmaktadır. Ohm yasası,

$$I_x = -\sigma \frac{\partial V}{\partial x} \tag{5-20}$$

ile Darcy yasası arasında bir karşılaştırma,

$$v_x = -K \frac{\partial h}{\partial x} \tag{5-21}$$

aradaki benzerliği hemen ortaya çıkaracaktır. Özgül debi v_x (birim alan başına boşalım) akım yoğunluğu I_x (birim alan başına elektrik akımı) ile; hidrolik iletkenlik K spesifik elektriksel iletkenlik σ ile ve hidrolik yük h de elektriksel potansiyel V ile benzerlik gösterir.

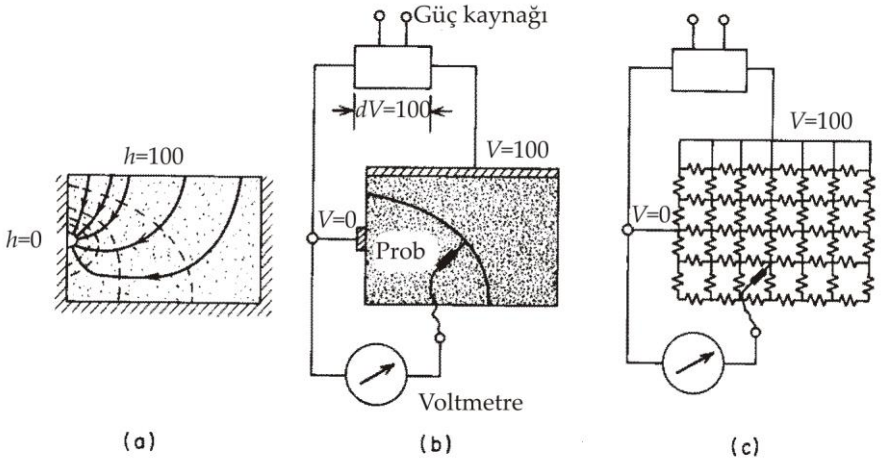
Elektrik akışı ile yeraltı suyu akışı arasındaki benzerlik, nicel akım ağlarının oluşturulmasında faydalı olduğu ispatlanmış iki tür analogun temelini oluşturmaktadır. Birincisinde iletken bir kağıt kullanımı; ikincisinde ise direnç ağlarının kullanımı söz konusudur.

İletken Kağıt Analogları

Daha önce Şekil 5.8'de kullanılan problemi Şekil 5.11(a)'da yeniden çizilmiş olarak bir daha göz önüne alalım. Elektrik analog [Şekil 5.11(b)] aynen yeraltı suyu akış sahasının geometrik şeklinde kesilmiş bir iletken kağıt yaprağından oluşmaktadır. Bir güç kaynağından sınırlara farklı voltajlar uygulanmaktadır ve iletken kağıdın tamamındaki potansiyel dağılımını ölçmek için devreye bir voltmetre aracılığıyla ölçme probu bağlanmıştır. Şekil 5.11(b)'deki V=100 sınırı gibi sabit yük sınırları ileri derecede iletken gümüş boya ile elde edilmekte; geçirimsiz sınırlar da kağıt modelin bağlanmamış kenarları ile uyarlanmaktadır. Eksiksiz bir eşpotansiyel ağının çabucak oluşturulabilmesi için eşpotansiyel çizgilerini oldukça etkin bir şekilde aramak genellikle mümkündür.

Yöntem iki boyuttaki homojen, izotrop sistemler ile sınırlı olsa da karmaşık bölge şekillerine ve sınır şartlarına uygulanabilmektedir. Ticari olarak satılan kağıtlarda iletkenlikteki değişimler yöntemin nicel doğruluğunu sınırlayan rasgele hatalara neden olabilir. Yöntemin en ayrıntılı uygulamasından ikisi, Child (1943)'ın drenajlı arazide

yüzeye yakın akış sisteminin teorik analizi ve Toth (1968)'ın Alberta'daki bir arazi durumu için bölgesel yeraltı suyu akım ağı değerlendirmesidir.



Şekil 5.11 Elektrik analog benzetişimiyle akım ağları. (a) Dengeli sınır problemi; (b) iletken kağıt analoğu; (c) rezistans ağ analoğu.

Direnç Ağı Analogları

Bir elektrik analog olarak direnç ağının kullanımı iletken kağıt analoğu ile aynı ilkelere dayanmaktadır. Bu yaklaşımda [Şekil 5.11(c)] akış alanı bir ağın düğüm noktalarında birbirine bağlanmış rezistörler ağıyla yerdeğiştirmiştir. Her rezistördeki elektrik akışı rezistöre paralel akış tüpü içindeki yeraltı suyu akışına benzerlik arz eder ve enine kesit alanı da rezistör arası mesafe ile birim derinliğin çarpımı ile belirlenir. Münferit bir rezistördeki elektrik akımı için (5-20) eşitliğindeki I şimdi akım olarak ele alınmalıdır ve $\sigma=1/R'$dir (buradaki R, rezistörün direncidir). Kağıt analoğunda olduğu gibi, modelin sabit yük sınırları boyunca bir potansiyel farkı oluşturulur. Ağdaki her düğüm noktasındaki voltajı belirlemek için bir ölçüm probu kullanılır ve elde edilen değerler konturlandığında eşpotansiyel ağ ortaya çıkmış olur.

Ağdaki dirençleri değiştirmek suretiyle heterojen ve anizotrop sistemlerin analizi direnç ağı analoglarıyla yapılabilir. Kağıt modellere göre bu daha sağlıklı ve daha kullanışlı olmakla birlikte, bir sonraki altbölümde takdim edilen sayısal yöntemler kadar esnek değildir.

Karplus (1958) analog benzetişimi üzerinde ayrıntılı bir el kitabı hazırlamıştır. Direnç ağı analogları Luthin (1953) tarafından bir drenaj uygulamasında yeraltı suyu akım ağları oluşturulmasında ve Bouwer ve Little (1959) tarafından bir doygun-doygun olmayan sistemde kullanılmıştır. Bouwer (1962) bu yaklaşımı beslenme gölcükleri altında gelişen yeraltı suyu tümseklerinin konfigürasyonunu analiz etmede kullanmıştır.

Yeraltı suyu hidrolojisinde elektrik analog yöntemlerinin en geniş kullanım alanı akiferdeki *dengesiz* akış analizinde rezistans-kapasitans ağları şeklindedir. Bu uygulama Altbölüm 8.9'da ele alınacaktır.

5.3 Sayısal Benzetişim Yoluyla Akım Ağları

Bir akım ağının oluşturulmasını sağlayan hidrolik yük alanı [$h(x,z)$] dengeli rejim sınır değeri probleminden *matematiksel* olarak iki şekilde oluşturulabilir. Birinci yaklaşım Altbölüm 2.11'de ve Ek III'de açıklanan analitik çözümleri kullanır; ikinci yaklaşım ise, çözüm için sayısal yöntemleri kullanır. Analitik yöntemler akış bölgesi, sınır şartları ve jeolojik konfigürasyonun basit ve düzenli olduğu akış problemleri ile sınırlıdır. Bu altbölümde göreceğimiz gibi, sayısal yöntemler çok daha kullanışlıdır fakat, bunların kullanımı şüphe götürmez bir şekilde bilgisayar kullanımını gerektirmektedir.

Sayısal yöntemler sonuçları yaklaşık olarak verir. Akış bölgesini oluşturan malzemenin bölümlenmesi esasına dayanır. Bölümleme işleminde bölge sınırlı sayıda bloklara bölünür. Blokların her birinin kendine özgü hidrojeolojik özellikleri vardır ve bunların her birinin ortasında bulunan düğüm noktasına verilen hidrolik iletkenlik değeri tüm blok için geçerlidir. Şekil 5.12(a)'da bir dörtgen akış bölgesi için bir 7 x 5'lik blok-merkezli düğüm ağı görülmektedir (x yönünde i=1'den i=7'ye kadar; z yönünde j=1'den j=5'e kadar).

Şimdi, iç kısımlardaki düğümlerden biri etrafındaki, meselâ i=4 ve j=3 olan düğüm bloğunda ve dört komşu bloktaki akış rejimini inceleyelim. Simgelemeleri basitleştirmek için düğümleri Şekil 5.12(b)'deki gibi yeniden numaralandıracağız. Akışın düğüm 1'den düğüm 5'e olması halinde Darcy yasası ile boşalımı (sayfaya dik düzlemde birim derinliğin kesit alanından geçen, Q_{15}'i) hesaplayabiliriz:

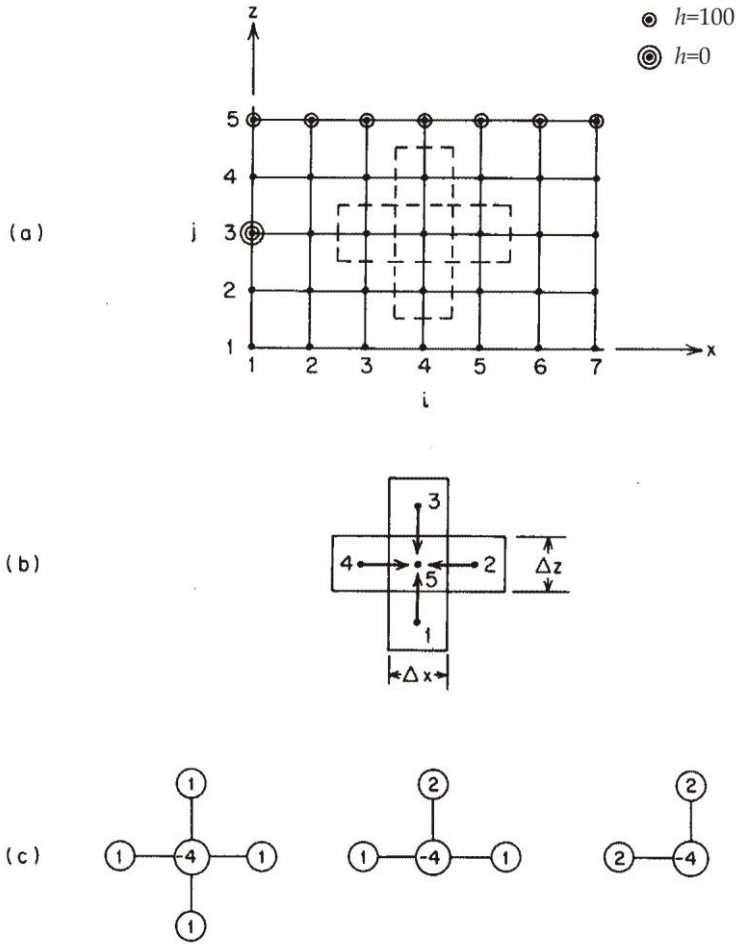
$$Q_{15} = K_{15} \frac{h_1 - h_5}{\Delta z} \Delta x \tag{5-22}$$

Akışın her durumda merkezî düğüme doğru yöneldiği varsayımından hareketle, Q_{25}, Q_{35} ve Q_{45} için benzer ifadeler yazabiliriz. Dengeli akış için akışkan kütlesinin korunması konusu bu dört akışın toplamının sıfır olması gerektiğini şart koşmaktadır. Ortam homojen ve izotrop ise $K_{15}=K_{25}=K_{35}=K_{45}$; rasgele bir düğüm ağı kare olacak şekilde ve $\Delta x=\Delta z$ ise, dört terimin toplanması aşağıdaki gibi olur:

$$h_5=1/4(h_1+h_2+h_3+h_4) \tag{5-23}$$

Bu eşitlik, *sonlu farklar denklemi* olarak bilinen eşitliktir. Şekil 5.12(a)'daki ij notasyonlarını tekrar kullanacak olursak, bu denklem aşağıdaki gibi yazılır:

$$h_{i,j}=1/4(h_{i,j-1}+h_{i+1,j}+h_{i,j+1}+h_{i-1,j}) \tag{5-24}$$



Şekil 5.12 (a) Sayısal akım ağı benzetişimi için blok merkezli düğümler ağı. (b) İç düğüm ve komşu düğümsel bloklar. (c) Bir iç düğümü ile tabandaki geçirimsiz sınır ve geçirimsiz köşe için sonlu farklar yıldızları.

Bu formda, (5-24) eşitliği ağdaki tüm iç düğümler için geçerlidir. Çok zarif bir gerçeği ifade eder: dengeli akışta, homojen-izotrop ortamda herhangi bir düğümdeki hidrolik yük, o düğümü çevreleyen dört değerin ortalamasıdır.

Alt sınırdaki bir düğüm için, sınırın da geçirimsiz olduğu varsayılarak, yukarıdakine benzer bir uygulamada sonlu farklar denkleminin,

$$h_{i,j}=1/4(h_{i-1,j}+h_{i+1,j}+2h_{i,j+1}) \tag{5-25}$$

şeklini ve bir köşe düğümünde de,

$$h_{i,j}=1/4(2h_{i-1,j}+2h_{i,j+1}) \tag{5-26}$$

şeklini aldığı görülür. (5-24)'den (5-26)'ya kadar olan denklemler üç *sonlu fark yıldızıyla* kendinden açıklamalı bir şekilde şematik olarak Şekil 5.12(c)'de sunulmuştur.

Kısaca, düğümler ağı içindeki her düğüm için bir sonlu farklar denklemi geliştirmek mümkündür. N sayıda düğüm varsa N sayıda da sonlu farklar denklemi olacaktır. N sayıdaki düğümde h değerleri belli olmadığından, N sayıda bilinmeyen vardır. Bu nedenle de N sayıdaki bilinmeyen için N sayıda doğrusal, cebirsel denklemler geliştirilir. N'nin çok küçük olması durumunda Cramer kuralı gibi bir tekniği kullanarak denklemlerin doğrudan çözümü mümkün olsa da, N'nin özellikle sayısal akım ağı benzetişimlerinde büyük olduğu durumlarda *rahatlama* olarak bilinen daha etkin bir yöntemi kullanmak durumundayız.

Şekil 5.11(a)'daki akış problemine bağlı kalalım ve bunun akım ağını sayısal yöntemlerle geliştirmeye çalışalım. Şekil 5.12(a)'nın düğümler ağında yükün bilindiği düğüm noktaları daire içinde gösterilmiştir: i=1, j=3'de h=0 ve j=5 sırasındaki tüm düğümlerde h=100'dür. Yükün bilinmediği her düğümde uygun sonlu fark denklemini de kullanarak rahatlama işlemiyle düğümler ağı yukarıdan aşağı ve soldan sağa (ya da başka tutarlı bir tarzda) tekrarlı bir şekilde taranır. Her bir düğümdeki h için belirli bir başlangıç değeri varsayılmalıdır. Örnek problemde daire içine alınmamış düğümler için h=50 başlangıç değeri olarak alınabilir. Sonlu farklar denklemlerinin uygulanmasında her düğümde daima h'nin en son hesaplanmış değeri kullanılır. Sistemden her geçişe *iterasyon* denir ve her iterasyondan sonra hesaplanan h değerleri nihai değerlerine biraz daha yaklaşmış olur. Herhangi bir düğüm noktasında peş peşe iki iterasyonda bulunan h değerleri arasındaki farka *rezidüel* denir. İterasyonlara devam edildikçe sistemdeki maksimum rezidüel azalacaktır. Maksimum rezidüel daha önceden belirlenen *tolerans* değerinin altına indiğinde çözüm sağlanmış demektir.

Rahatlama sürecinin ne ölçüde anlaşıldığını denemek için, okuyucu ağın sol üst kısmı için iki iterasyon yapabilir. i=2, j=4 düğümüne tayin edilen başlangıç değeri sözgelimi 50 ise, birinci iterasyondan sonra bulunacak değer 62,5 ve ikinciden sonraki de 64'dür. Birkaç iterasyondan sonra bulunacak nihai değer ise 65-66 arasında bir değerdir.

Sayısal benzetişim, akış bölgesinin her türlü şeklini ve her çeşit sınır şartını hesaba katabilmektedir. $\Delta x \neq \Delta z$ olan dörtgen ağlar ve K_x ile K_z değerlerinin düğümden düğüme değiştiği heterojen, anizotrop iletkenlik dağılımları için sonlu farklar denklemlerini geliştirmek kolaydır. (5-22) eşitliğinde genel ortalama tekniğiyle $K_{15}=(K_1+K_5)/2$ alınır. Buradaki K_1 ve K_5 düğümleri 1 ve 5'deki düşey hidrolik iletkenlikleri temsil eder ve bunlar birbirinden ve yine aynı düğümdeki yatay hidrolik iletkenlikten farklı olabilirler. Grafik çizimin veya analitik çözümün çok karmaşık olduğu durumlarda sayısal benzetişim ile akım ağı oluşturulması mümkündür. Sayısal benzetişimi hemen her durumda programlamak mümkündür ve yazılan bilgisayar programları çok genel olup, çok değişik akış problemlerini yeni satırlar ekleyerek çözmek mümkündür. Bu durum özellikle yeni bir benzetişimi uygulamak için tüm donanımın sökülmek durumunda olduğu direnç ağı analogları için önemli bir avantajdır.

Bu altbölümde sunulan sonlu farklar denklemlerinin geliştirilmesi biraz serbest sayılabilecek tarzda ele alınmıştır. Laplace denklemi ile işe başlayıp daha karmaşık matematiksel yöntemlerle işleme devam ederek aynı sonuçlar elde edilebilir. Ek VI'da

bu konuda özet bir irdeleme sunulmuştur. Serbest tarzdaki çözümde sonlu farklar denklemlerinin Darcy yasasından ve süreklilik ilişkilerinden yararlanılarak oluşturulduğunu belirtmekte yarar vardır. Bu adımların ikisi de Altbölüm 2.11'de Laplace denklemine götüren işlemlerin aynısıdır.

Rahatlama olarak adlandırdığımız yöntemin (Shaw ve Southwell, 1941) başka isimleri de vardır. Genellikle *Gauss-Seidel yöntemi*, *Liebmann yöntemi* ve *ardıl yerdeğiştirmeler yöntemi* olarak da bilinmektedir. Sonlu farklar denklemlerini çözen mevcut birçok yöntem içinde rahatlama yöntemi en basiti olmakla birlikte, en etkin olanı değildir. Meselâ, rahatlama ile hesaplanan yükler,

$$h_{düz}^{k} = \omega h^{k} + (1-\omega) h_{düz}^{k-1} \tag{5-27}$$

denklemine göre düzeltilirse (burada, h^k: k'inci iterasyonda hesaplanan yük ve $h_{düz}^{k-1}$: bir önceki iterasyondan düzeltilmiş yük), o zaman yöntem *ardıl aşırı rahatlama* yöntemi adını alır ve yakınsamış bir çözüme ulaşmak için gerekli iterasyon sayısı da önemli ölçüde azalır. ω parametresi *aşırı rahatlama parametresi* olarak bilinir ve değeri de $1 \le \omega \le 2$ aralığında olmalıdır.

Sayısal modelciye yardımcı olabilecek çok sayıda kitap vardır. McCracken ve Dorn (1964) hazırladıkları Fortran rehberinde bilgisayar benzetişim teknikleri için giriş düzeyinde bilgiler vermiştir. Forsythe ve Wasow (1960) açıklamalarını daha ileri matematiksel düzeyde yapmışlardır. Remson vd. (1971) geniş bir sayısal teknik yelpazesini yeraltı suyu açısından ele almışlardır. Pinder ve Gray (1977) ise konuyu daha ileri düzeyde ele almıştır.

Sayısal yöntemler yeraltı suyu hidrolojisi literatürüne Stallman (1956) tarafından bir bölgesel kuyu seviyeleri analizinde takdim edilmiştir. Fayers ve Sheldon (1962) bölgesel hidrojeoloji çalışmasında dengeli rejim sayısal benzetişimini ilk kullananlardandır. Remson vd. (1965) bu yöntemi, yapılması düşünülen bir rezervuarın bir kumtaşı akiferindeki yeraltı su seviyesi üzerine etkisini belirlemede kullanmışlardır. Freeze ve Witherspoon (1966) bölgesel yeraltı suyu akışının teorik incelemesinde çok sayıda sayısal akım ağı oluşturmuşlardır. Bu yöntem, daha önceleri tarımsal drenaj alanlarında (bkz. Luthin ve Gaskell, 1950) ve toprak dolgu barajlarındaki sızma paternlerini ortaya koymada (Shaw ve Southwell, 1941) yaygın bir şekilde kullanılmıştır.

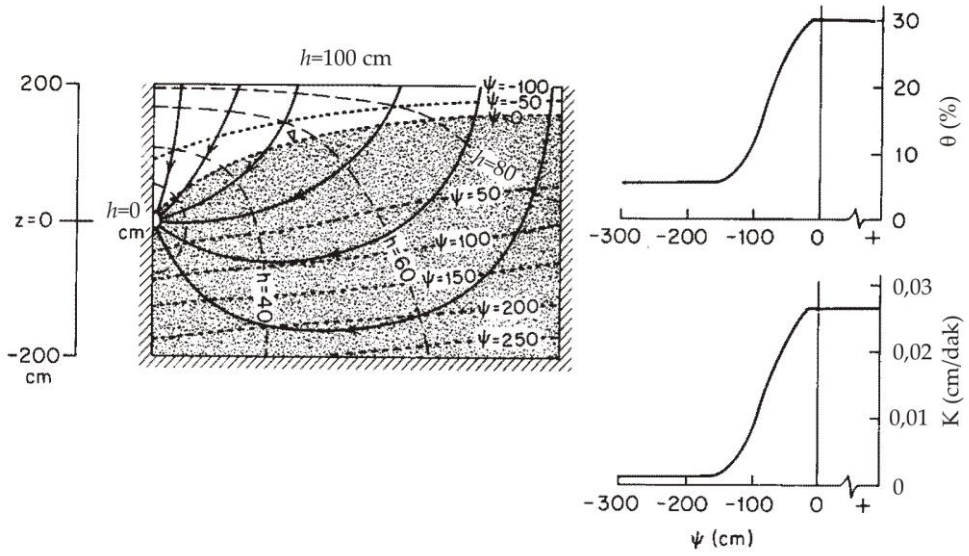
Geçtiğimiz yıllarda sonlu farklar yöntemi popülerlikte bir diğer sayısal çözüm yöntemi olan sonlu elemanlar yöntemine eşdeğer tutulur olmuştur. Sonlu elemanlar yönteminde de rahatlama ile çözülebilen N sayıda ve N bilinmeyenli denklem vardır fakat, sonlu elemanlar yöntemindeki düğümler, sonlu farklar yöntemindeki gibi düzenli dörtgen bir ağ şeklinde olmayıp, modelcinin spesifik bir uygulama için geliştirdiği üçgen veya dörtgenlerden oluşan ağın köşe noktalarıdır. Sonlu elemanlar yöntemi bilgisayar programları marifetiyle yapıldığından ve bunun da ekonomik bir boyutu olduğundan dolayı, az sayıdaki düğümler ağı birçok durumda amaç için yeterli olmaktadır. Sonlu elemanlar yöntemi ayrıca sonlu farklar yöntemi ile çözülemeyen bir problemi de çözebilmektedir. Sonlu farklar yönteminde anizotrop bir formasyondaki

anizotropinin asal yönü koordinat yönlerine paralel olmalıdır. Akış alanında asal yönleri farklı iki anizotrop formasyon bulunması halinde sonlu farklar yönteminin kullanımı güçleşirken sonlu elemanlar yöntemi bir çözüm sağlayabilmektedir. Sonlu eleman denklemlerinin geliştirilmesinde ileri düzey matematiksel tekniklere ihtiyaç vardır ve bu konu kitabımızın amacı dışındadır. Okuyucunun bu konuda Pinder ve Gray (1977)'e başvurması önerilir.

Gerek sonlu farklar ve gerekse sonlu elemanlar olsun, sayısal yöntemler yeraltı suyunun *dengesiz rejim* akışını bilgisayar benzetişimi ile çözmede yaygın bir şekilde kullanılmaktadır.

5.4 Doygun – Doygun Olmayan Akım Ağları

Grafik yöntemlerle çizilmesi son derece zor olan bir diğer akım ağı çeşidi daha vardır. Doygun ve doygun olmayan akış durumlarının ikisini de içeren akış problemlerinde dengeli rejim akım ağları genellikle sayısal benzetişim ile elde edilmektedir. Şekil 5.13'de verilen akım ağını göz önüne alınız. Üç tarafı geçirimsiz sınır ile çevrili bir drenaj sistemine olan akış ile ilgili bu problemi daha önceki altbölümlerde birkaç kez ele almıştık. Buradaki fark, düşey ölçeğin, üstteki sınırın atmosferik basınçtan daha düşük bir hidrolik yük değerini alacak şekilde düzenlenmesinden ibarettir. Bunun anlamı, zemin yüzeyde doygun değildir ve drenaj noktasına doğru akım meydana gelmesi gerektiğinden daha derin kesimde doygundur. Şekil 5.13'deki nitel akım ağı doygun olmayan karakteristik eğrileri aynı şeklin yan



Şekil 5.13 Homojen, izotrop bir zeminde doygun – doygun olmayan akım ağı. Yandaki şekiller zeminin doygun olmayan karakteristik eğrilerini göstermektedir.

tarafında verilmiş olan bir zemin için geliştirilmiştir. ψ'nin bir fonksiyonu olan hidrolik iletkenlik K'nin ve su içeriği θ'nın bu eğrileri Şekil 2.13'den alınan ıslanma eğrileridir.

Şekil 2.12'de şematik olarak gösterilen bir boyutlu doygun-doygun olmayan durumda olduğu gibi, iki-boyutta sayısal olarak uyarlanmış, dengeli, doygun-doygun olmayan akım ağından elde edilen üç çeşit çıktı söz konusudur. Birincisi, eşpotansiyel ağın (Şekil 5.13'deki kesikli çizgiler) çizilmesini sağlayan bir hidrolik yük paterni, $h(x,z)$'dir. İkincisi, su tablasının pozisyonunu (ψ=0 izobarını) belirlemede özel bir önemi olan yük paterni $\psi(x,z)$'dir (Şekil 5.13'deki noktalı çizgiler). Üçüncüsü de, zeminin $\theta(\psi)$ eğrisi yardımıyla $\psi(x,z)$ paterninden tanımlanan su içeriği paterni $\theta(x,z)$'dir. Sözgelimi Şekil 5.13'deki ψ = –50 cm noktalı çizgisi boyunca su içeriği θ = %27'dir.

Akış çizgileri ve eşpotansiyel çizgiler doygun-doygun olmayan bölgenin tamamı için devamlı bir ağ oluştururlar. Tüm sistemde birbirlerini dik açılarla keserler. Homojen, izotrop, doygun kesim için eğrisel kenarlı karelerden oluşan nicel bir akım ağı çizilebilir fakat, bu akış tüpleri homojen, izotrop zeminde bile doygun olmayan zemine geçerken kareler oluşmaz. Hidrolik yük (ve su içeriği) azalırken hidrolik iletkenlik de azalır ve belirli bir tüp içinde aynı boşalım miktarının gerçekleşebilmesi için daha büyük hidrolik eğime ihtiyaç duyulur. Bu durum Şekil 5.13'deki akım ağının eğimlerin yüzeye doğru arttığı sol üst köşedeki akış tüplerinde gözlenebilir.

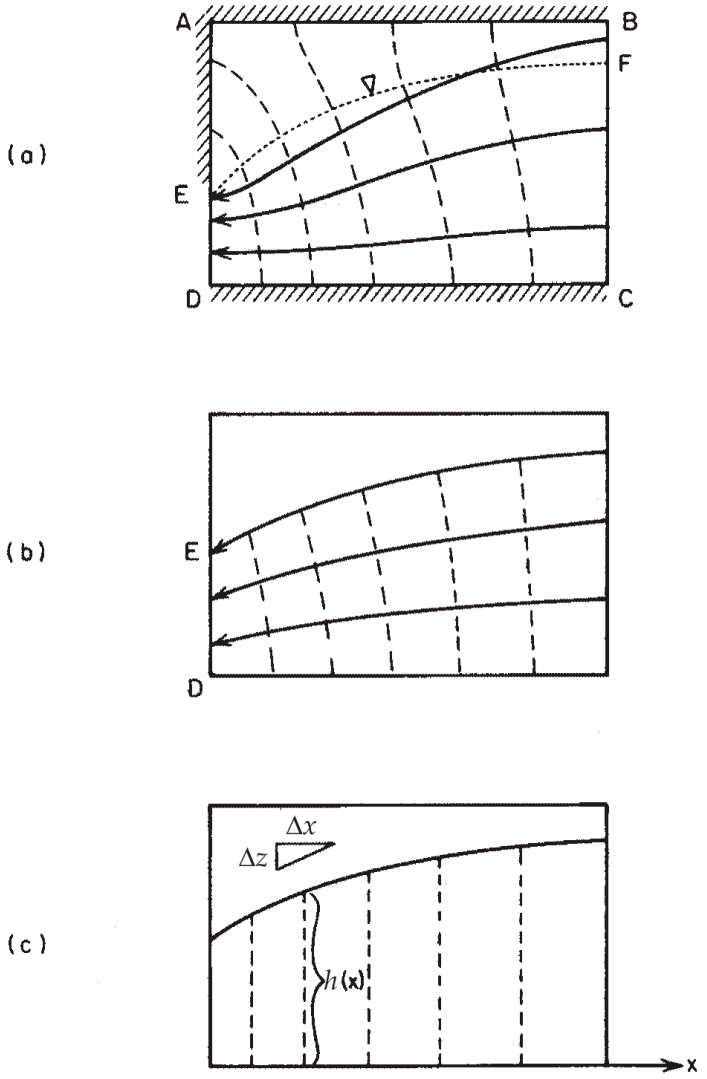
Birleştirilmiş doygun-doygun olmayan akış sistemi kavramı hidroloji literatürüne Luthin ve Day (1955) tarafından sokulmuştur. Kendi $h(x,z)$ paternlerini elde etmede sayısal benzetişim ve bir de deneysel kum tankı kullanmışlardır. Bouwer ve Little (1959) sulama bölgelerinin altındaki problemleri drenaj ile çözmede kavram olarak Şekil 5.13'dekine benzer elektrik direnç ağından yararlanmıştır. Asılı su tablalarını (Şekil 2.15 ve 6.11) açıklamada ve dere akışı oluşumu ile ilgisi olan yamaç içindeki hidrojeolojik rejimi (Altbölüm 6.5) anlamada doygun-doygun olmayan akım ağları gereklidir. Reisenauer (1963) ve Jeppson ve Nelson (1970) gölcük ve kanallar altındaki doygun-doygun olmayan rejimi incelerken sayısal benzetişimden yararlanmışlardır. Elde ettikleri çözümler yeraltı suyunun yapay beslenme analizlerine uygulanmaktadır (Altbölüm 8.11). Freeze (1971b) doygun olmayan zonun toprak barajlardaki sızma üzerine etkisini incelemiştir (Altbölüm 10.2).

5.5 Sızma Yüzeyi ve Dupuit Akışı

Sızma Yüzeyi, Çıkış Noktası ve Serbest Yüzey

Nehir bankı veya bir toprak barajın mansap yüzü gibi bir serbest-dışarı akış sınırı yakınında doygun-doygun olmayan akış sistemi varsa, dışarı akış sınırında bir *sızma yüzeyi* gelişecektir. Şekil 5.14(a)'da BC bir sabit-yük sınırı ve DC de geçirimsiz sınırdır. Yüzeyden gelen bir suyun varlığı söz konusu değilse, AB de geçirimsiz sınır gibi davranacaktır. Su tablası EF dışarı akış sınırı AD'yi *çıkış noktası* E'de keser. Akışın tamamı, sistemi E noktasının altındaki ED sızma yüzeyi boyunca terk eder. E noktası yukarısındaki AE çizgisi boyunca doygun olmayan basınç yükleri (ψ) atmosferik

değerden daha düşüktür. Bu nedenle de, atmosfere dış akış söz konusu değildir. Aslında, *AE* bir geçirimsiz sınır işlevi görmektedir. *ED* üzerindeki şart *h*=*z* olup, su tablası üzerindeki ile aynıdır. Böyle durumlar için akım ağı hazırlamada problem, dışarı akış sınırında iki sınır şartını birbirinden ayıran çıkış noktasının pozisyonunun önceden bilinmemesidir. Sayısal benzetişimde çıkış noktasının pozisyonu için başlangıçta bir tahminde bulunmak gereklidir. Gerçek çıkış noktası daha sonra deneme-yanılma şeklindeki bir dizi dengeli rejim çözümü ile bulunur.



Şekil 5.14 Bir serbest akış sınırında sızmanın gelişimi. (a) Doygun–doygun olmayan akım ağı; (b) serbest yüzey akım ağı; (c) Dupuit-Forchheimer akım ağı.

Doygun-doygun olmayan rejimde nicel bir akım ağı çizebilmek için zeminin doygun hidrolik iletkenliği K ile doygun olmayan karakteristik eğrisi $K(\psi)$'nin ikisinin de bilinmesi gerekir.

Toprak barajlardaki sızma problemleri de dahil olmak üzere pekçok mühendislik uygulamasında yukarıda ifade edilen veri türlerinden ikincisi çok ender durumlarda mevcuttur. Böyle durumlarda, sistemin doygun olmayan kesimindeki akımın genellikle ihmal edilebilir olduğu varsayılır, ya da başka bir bakış açısından ifade edilirse, zeminin doygunluktan daha düşük su içeriğindeki hidrolik iletkenliği doygun hidrolik iletkenliğe kıyasla ihmal edilebilir düzeydedir. Bu durumda, akım ağının üst sınırı su tablası olur ve su tablasının kendisi de bir akış çizgisi olur. Özel şartlar altındaki bu üst yüzeye *serbest yüzey* denir. Doygun sistemlerde serbest yüzey ile sınırlanan akım ağları bilinen yöntemlerle çizilebilirse de, bir noktada güçlük vardır. Tüm serbest yüzeyin pozisyonu (sadece çıkış noktası değil) önceden bilinmemektedir. Bir serbest yüzeydeki sınır şartları su tablası şartı (h=z) ile akış çizgisi şartının ikisini de sağlamalıdır (eşpotansiyel çizgiler bu akış çizgisine dik açılı olmalıdır). Serbest yüzeyin pozisyonu genellikle deneme-yanılma ile bulunur. Sızmanın mühendislik yönü hakkında Harr (1962) ve Cedergren (1967) gibi araştırmacılar tarafından yazılan kitaplarda dengeli, serbest yüzeyli akım ağlarının grafik çizimine dair ipuçları ve çok sayıda örnek bulmak mümkündür.

Şekil 5.14(b), Şekil 5.14(a)'da gösterilen doygun-doygun olmayan akım ağının serbest yüzeyli eşdeğer akım ağıdır. Bu iki diyagrama bir göz atıldığında, su tablasını bir akış çizgisi olarak değerlendirmemizin bu özel akış sisteminde iyi bir yaklaşım olduğu teyid edilmiş olacaktır. Dışarı akış sınırı ED halen bir sızma yüzeyi olarak bilinmektedir. Gerçek uygulamadaki sızma problemi ile, yamaç hidrolojisini (Altbölüm 6.5) ve toprak barajdaki sızmayı incelerken (Altbölüm 10.2) karşılaşacağız.

Serbest Yüzey Akışında Dupuit – Forchheimer Teorisi

Öncülüğü Dupuit (1863) tarafından yapılan ve Forchheimer (1930) tarafından geliştirilen bir yaklaşım, serbest yüzey ile sınırlanan basınçsız sistemlerdeki akışta sıkça kullanılmaktadır. Bu yaklaşım iki varsayıma dayanmaktadır: (1) akış çizgileri yatay ve eşpotansiyel çizgiler düşeydir, ve (2) hidrolik eğim serbest yüzeyin eğimine eşittir ve derinlikle beraber değişmemektedir. Şekil 5.14(a)'daki problemin aynısı Dupuit varsayımları kullanılmış olarak eşpotansiyel ağı şeklinde Şekil 5.14(c)'de görülmektedir. Bu durumda çok etkin akış çizgilerinin çizilmesi artık mümkün değildir. Bu paradoksal durumda, gerçek akış alanına ampirik olarak uygulanan Dupuit-Forchheimer teorisi devreye girer. Aslında teori, akışın düşey bileşenlerini ihmal eder. Pratikte bu teorinin önemi, iki boyutlu sistemi sadece analiz maksadıyla bir boyuta indirgemesidir. Dupuit varsayımıyla yapılan hesaplamalar, serbest yüzeyin eğiminin düşük ve basınçsız akış alanının derinliğinin de az olduğu durumlarda kullanılan daha kapsamlı yöntemlerle oldukça uyumludur. Şekil 5.14(c)'de sayfa düzlemine dik birim genişlikteki kesit alanından geçen boşalım Q,

$$Q = Kh(x)\frac{dh}{dx} \tag{5-28}$$

ile ifade edilir. Burada, $h(x)$: akış sisteminin tabanında x noktasında serbest yüzeyin kotu ve dh/dx eğimi de x noktasında serbest yüzeyin eğimi $\Delta h/\Delta x$ ile verilir. Dengeli akış Q tüm sistemde sabit olmalıdır. Bu durum serbest yüzeyin sadece bir parabol olduğu zaman geçerlidir.

Homojen, izotrop ortamdaki Dupuit-Forchheimer teorisinin akış denklemi, süreklilik ilişkisi dQ/dx=0'dan geliştirilebilir. (5-28) eşitliğinden bu denklem,

$$d^2(h^2)/dx^2 = 0 \tag{5-29}$$

sonucunu verir.

Üç boyutlu bir basınçsız akış alanı Dupuit-Forchheimer teorisi kullanılarak iki boyutlu bir xy yatay akışına indirgenirse; homojen, izotrop ortamdaki akış denklemi aşağıdaki gibi olur:

$$\frac{\partial^2(h^2)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(h^2)}{\partial y^2} = 0 \tag{5-30}$$

Başka bir deyişle, Laplace denklemini h değil de h^2 sağlamalıdır. (5-30) denklemine dayalı olarak dengeli rejim sınır değeri problemleri hazırlamak ve $h(x,y)$'yi sığ, yatay akış alanlarında analog veya sayısal benzetişim ile çözmek mümkündür. Serbest akiferlerde Dupuit serbest yüzey akışı için ayrıca dengesiz akış denklemi de elde edilebilir. Bu durumda (2.77) eşitliğinin sol tarafındaki h'nin h^2 ile yerdeğiştirmesi söz konusudur.

Harr (1962) Dupuit-Forchheimer teorisinin pratik yönlerini biraz derinlemesine incelemiştir. Bear (1972)'de çok uzun bir teorik değerlendirme verilmiştir. Kirkham (1967) teorideki paradoksları incelemiş ve bazı noktaları aydınlatan açıklamalar vermiştir. Bu yaklaşım mühendislik uygulamalarında geniş bir şekilde kullanılmaktadır.

Önerilen Kaynaklar

CEDERGREN, H. R. 1967. *Seepage, Drainage and Flow Nets.* Chapter 4: Flow Net Construction, John Wiley & Sons, New York, pp. 148-169.

HARR, M. E.1962. *Groundwater and Seepage*. Chapter 2: Application of the Dupuit Theory of Unconfined Flow, McGraw-Hill, New York, pp. 40-61.

KIRKHAM, D. 1967. Explanation of paradoxes in Dupuit-Forchheimer seepage theory. *Water Resources Res*., 3, pp. 609-622.

PRICKETT, T. A. 1975. Modeling techniques for groundwater evaluation. *Adv. Hydrosci*., 10, pp. 42-45, 66-75.

REMSON, I., G. M. HORNBERGER, and F. J. MOLZ. 1971. Numerical Methods in Subsurface Hydrology. Chapter 4: Finite-Difference Methods Applied to Steady-Flow Problems, Wiley Interscience, New York, pp. 123-156.

Problemler

1. Üst sınırı *AB*, alt sınırı *DC*, sol taraftaki sınırı *AD* ve sağ taraftaki sınırı *BC* olan doygun, homojen, izotrop, dörtgen, düşey enine kesit *ABCDA*'yı göz önüne alınız. *DC* mesafesini *AD*'nin iki katı alınız. Aşağıdaki durumların her biri için nicel olarak doğru bir akım ağı çiziniz.

   (a) *BC* ve *DC* geçirimsiz. *AB* bir sabit yük sınırı ve h=100 m. *AD*, üst kısım geçirimsiz ve alt kısım sabit yük olacak şekilde iki eşit parçaya bölünür; alt kısımda h=40 m.

   (b) *AD* ve *BC* geçirimsiz. *AB* bir sabit yük sınırı ve h=100 m. *DC*, sağdaki ve soldaki parçalar geçirimsiz ve ortadaki parça sabit yük sınırı olacak şekilde üç eşit parçaya bölünür; sabit yük sınırında (ortada) h=40 m.

2. Bir önceki problemde *ABCDA* bir trapezoid olsun. Bu trapezoidde *D* ve *C* noktalarının kotu sıfır, *A*'nınki 100 m ve *B*'ninki de 130 m'dir. *AD*, *DC* ve *BC* geçirimsiz sınırlar ve *AB* de sabit eğimli bir su tablası olsun (bu yüzeyde hidrolik yükler kota eşittir).

   (a) Bu durum için nicel olarak doğru bir akım ağı çiziniz. Eşpotasiyel çizgilerini uygun h değerleriyle işaretleyiniz.

   (b) Bölgenin hidrolik iletkenliği 10^{-4} m/s ise, sistemdeki toplam akışı m^3/s cinsinden hesaplayınız (kesite dik kalınlığın metresi başına).

   (c) Akış çizgisinin üst sınırı kestiği her noktadaki giriş ve çıkış hızını Darcy yasasını kullanarak hesaplayınız.

3. (a) Yatay hidrolik iletkenliğin 10^{-4} m/s, düşey hidrolik iletkenliğin 10^{-5} m/s olduğu homojen, anizotrop durum için 2(a) ve 2(b) problemlerini tekrarlayınız.

   (b) (a) şıkkındaki homojen, anizotrop formasyon için hidrolik iletkenlik elipsini çiziniz. Elips üzerinde uygun çizimleri yaparak, akış yönü ile hidrolik eğim arasındaki ilişkinin kendi akım ağınıza ait değerlere göre doğru olduğunu akım ağı üzerinde iki noktada gösteriniz.

4. *BC*'nin orta noktasında yer alan ve serbest akan (yani atmosferik basınçta) bir drenaj durumu için 2(a) problemini tekrar ediniz. Drenajın yönelimi akım ağı düzlemine diktir.

5. (a) Alanın alt yarısının hidrolik iletkenliğinin üst yarısınınkinin 5 katı olduğu iki katman durumu için 1(a), 1(b) ve 2(a) problemlerini tekrar ediniz.

   (b) Alanın üst yarısının hidrolik iletkenliğinin alt yarısınınkinin 5 katı olduğu iki katman durumu için 1(b) problemini tekrar ediniz.

6. Tabanı Problemler 2, 3, 4, ve 5'de çizilen akım ağlarının her birindeki akış alanının merkezinin yakınına kadar inen bir piyezometre gözlem kuyusu çizerek bu piyezometrelerdeki su seviyelerini çizmiş olduğunuz akım ağındaki duruma göre işaretleyiniz.

7. (a) Şekil 5.3'deki akım ağını tabanı 150 m olan ve 120 m kalınlığında bir katman üzerine oturan bir baraj için tekrar çiziniz. h_1=150 m ve h_2=125 m alınız.

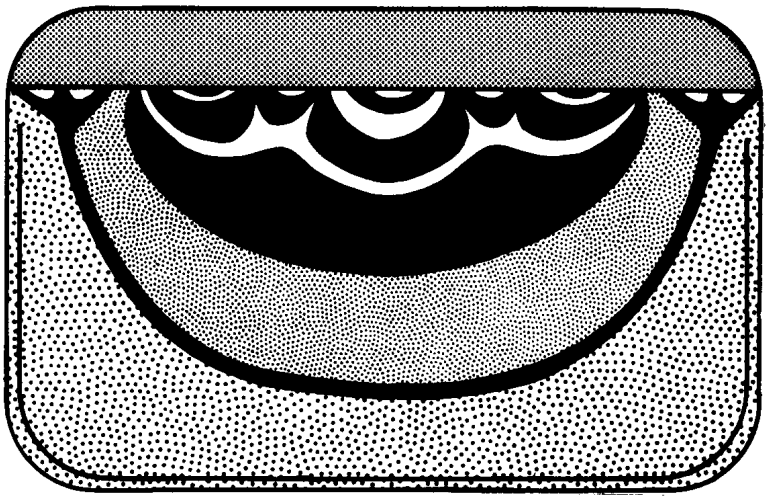
   (b) Üst katmanın 60 m kalınlığında ve altında bulunan 60 m kalınlığındaki katmandan 10 kez daha az geçirgen olduğu iki katmanlı durum için 7(a) problemini tekrarlayınız.

8. Birbirinden 500 m uzakta iki piyezometreden biri serbest akiferde 100 m, diğeri de 120 m derine inmektedir. Sığ olan piyezometrede yatay, geçirimsiz temel sınırına göre kot 170 m, derin piyezometrede ise 150 m'dir. Dupuit-Forchheimer varsayımlarını kullanarak iki piyezometre arasında orta noktadaki su tablasının yüksekliğini ve K=10^{-3} m/s olan 10 m'lik kesitteki sızma miktarını hesaplayınız.

9. Yatay bir basınçlı akiferdeki yatay düzlemde aşağıdaki şartlara göre akım ağları çiziniz:
   (a) Dengeli akış şartındaki tek pompaj kuyusuna doğru akış (yani su seviyesinin sabit kaldığı kuyu).
   (b) Dengeli akış şartında aynı debiyle çalışan iki pompaj kuyusu (yani kuyulardaki yükler aynı).
   (c) Doğrusal, sabit yük sınırına yakın bir kuyu.

BÖLÜM 6

Yeraltı Suyu ve Hidrolojik Döngü

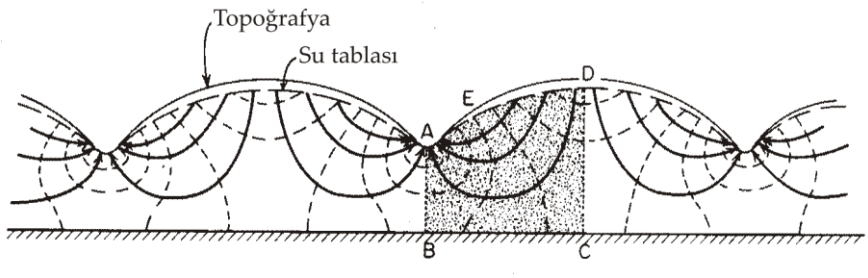


6.1 Dengeli Bölgesel Yeraltı Suyu Akışı

Dengeli rejim akım ağlarının çizimini ve uyarlamasını öğrenmiş olarak şimdi de hidrojeolojik havzalardaki yeraltı suyunun doğal akışını incelemek durumundayız.

Beslenme Alanları, Boşalım Alanları ve Yeraltı Suyu Bölüm Çizgileri

Şekil 6.1'deki iki boyutlu düşey enine kesiti göz önüne alalım. Bu kesit, yağışlı bir bölgede uzun ve birbirine paralel bir dizi sırt ve vadinin doğrultusuna dik olarak alınmıştır. Jeolojik birimler homojen, izotrop olup, sistem de tabanda geçirimsiz bir temel ile sınırlıdır. Su tablası vadilerde zemin yüzeyi ile aynı ve tepelerde de topoğrafyanın hemen altında ve topoğrafya ile benzer şekillidir. Kesikli çizgilerle gösterilen eşpotansiyel çizgilerden herhangi biri üzerindeki hidrolik yükün değeri, o eşpotansiyel çizginin su tablasını kestiği noktadaki su tablası kotuna eşittir. Akış çizgileri ve eşpotansiyel yüzeyler homojen, izotrop ortamda grafik olarak akım ağı çizmenin genel kurallarına göre çizilmiştir.



Şekil 6.1 Tabanda geçirimsiz bir temel ile sınırlanmış homojen, izotrop bir sistemden geçen iki boyutlu enine kesitteki yeraltı suyu akım ağı (Hubbert, 1940'dan).

Akım ağından da açık bir şekilde görüleceği gibi, yeraltı suyu akışı yüksek bölgelerden vadiye doğru gelişmektedir. Akım ağı, akış alanının tamamını doldurmalıdır. Bu gerçeğin bir sonucu olarak vadi tabanlarında yeraltı suyunun yukarı doğru yükselmesi söz konusudur. Sistemin simetrisi sırt ve vadi altlarında düşey sınırlar oluşturur (*AB* ve *CD* noktalı çizgileri). Bu sınırlardan geçen bir akış söz konusu değildir. Bu hayali geçirimsiz sınırlara yeraltı suyu *bölüm çizgileri* denir. Şekil 6.1'de gösterildiği gibi, çoğu simetrik sistemlerde yeraltı suyu bölüm çizgileri yüzey su çizgileri ile tam çakışır ve yönelimleri de kesinlikle düşeydir. Daha karmaşık topoğrafik ve hidrojeolojik ortamlarda bu özellikler kaybolabilir.

Şekil 6.1'deki akış çizgileri yeraltı suyunu *beslenme alanlarından boşalım alanlarına* taşır. Beslenme alanında yüzeyin altında yeraltı suyu akış yönünün aşağı doğru olan bir bileşeni vardır. Beslenme alanı, drenaj havzasının, yeraltı suyunun net doygun akışının su tablasından uzaklaştığı kesimi olarak tanımlanabilir. Boşalım alanında yüzeyin altında yeraltı suyu akış yönünün yukarı doğru olan bir bileşeni vardır. Boşalım alanı, drenaj havzasının, yeraltı suyunun net doygun akışının su tablasına doğru olduğu kesimi olarak tanımlanabilir. Beslenme alanında su tablası yüzeyden belirli bir derinlikte bulunurken, boşalım alanında yüzeyde veya yüzeyin hemen altındadır. Şekil 6.1'deki taralı alanda *ED* bölgesi beslenme alanı; *AE* de boşalım alanıdır. Beslenme alanlarını boşalım alanlarından ayıran çizgiye *menteşe çizgisi* (hinge line) denir. Bunun taranmış hücrede kesit düzlemini kestiği nokta *E* noktasıdır.

Dengeli rejim akım ağlarının bölgesel akışın yorumlanmasında kullanılması, üzerinde biraz fazlaca durulması gereken bir konudur. Bu yaklaşım teknik olarak, su tablasının pozisyonunun bütün yıl boyunca aynı kaldığı ve biraz da gerçekçi olmayan bir durumda geçerlidir. Çoğu gerçek durumlarda su tablasının pozisyonundaki değişimler akış sisteminde dengesiz akış şartlarının ortaya çıkmasına neden olur. Ancak, su tablasının konumundaki değişimlerin tüm sistemin kalınlığına oranla küçük olması ve su tablasının göreceli konfigürasyonunun bu değişim döneminin tamamı boyunca aynı (yani yüksek noktaların yüksek, alçak noktaların da alçak) kalması halinde, su tablasının değişim aralığı yerine su tablasının ortalama seviyesinin sabit olarak alındığı bir dengeli rejimi kullanabiliriz. Dengeli sistem, yukarıdaki doygun olmayan kuşaktan su tablasına sağlanan su girdisinin, su tablasının dengesini her noktada tüm zamanlarda sağlayacak kadar su miktarına eşit olduğu bir dinamik denge durumu olarak düşünülebilir. Bu şartlar çoğu hidrojeolojik havzada yaklaşık olarak sağlanmaktadır. Bu bilginin ışığında dengeli akım ağlarının incelenmesi oldukça öğretici olabilir. Bu şartların sağlanmadığı yerlerde ise, Altbölüm 6.3'de takdim edilen dengesiz bölgesel yeraltı suyu akışının daha karmaşık olan analizlerini kullanmak durumundayız.

Hubbert (1940) Şekil 6.1'de gösterilen türdeki akım ağını bölgesel akış konusuna ilk uygulayandır. Hubbert, ortaya koyduğu akım ağını muhtemelen grafik çizimle elde etmiştir. Toth (1962, 1963) bu işlemi matematiksel olarak daha da geliştirmiştir. Şekil 6.1'de *ABCDA* taralı alanındaki akış sisteminin bir sınır değeri problemi ile çözülebileceğini bulmuştur. Akış denklemi olarak Laplace denklemi [(2-70) eşitliği] kullanılmış ve sınır şartları da *AD*: su tablası; *AB*, *BC* ve *CD*: geçirimsiz sınırlar olarak

uygulanmıştır. Akış alanındaki hidrolik yükün analitik olarak ifade edilmesinde Ek III'de bir basit durum için tanımlanmış olan duruma benzer "değişkenlerin ayrılması" tekniği kullanılmıştır. Analitik çözümler grafiğe dökülüp konturlandığında eşpotansiyel ağ ortaya çıkar ve bunların üzerine akış çizgileri kolaylıkla eklenir. Toth'ın çözümü Ek VII'de özetlenmiştir.

Analitik yaklaşımda üç önemli kısıtlama söz konusudur:

1. Homojen, izotrop sistemler veya basit katmanlı sistemlere uygulanabilir.
2. Bir dörtgen ile doğru bir şekilde temsil edilebilecek akış bölgelerine; yani, su tablası eğiminin (*AD*) çok küçük olduğu durumlara uygulanabilir.
3. Basit cebirsel fonksiyonlarla temsil edilebilir su tablası konfigürasyonlarına uygulanır. Toth'ın ele aldığı durumlardan biri, eğimin sabit olduğu eğimli bir su tablası ve diğeri de su tablası eğimi üzerine sinüsün uygulanabildiği durumlardır.

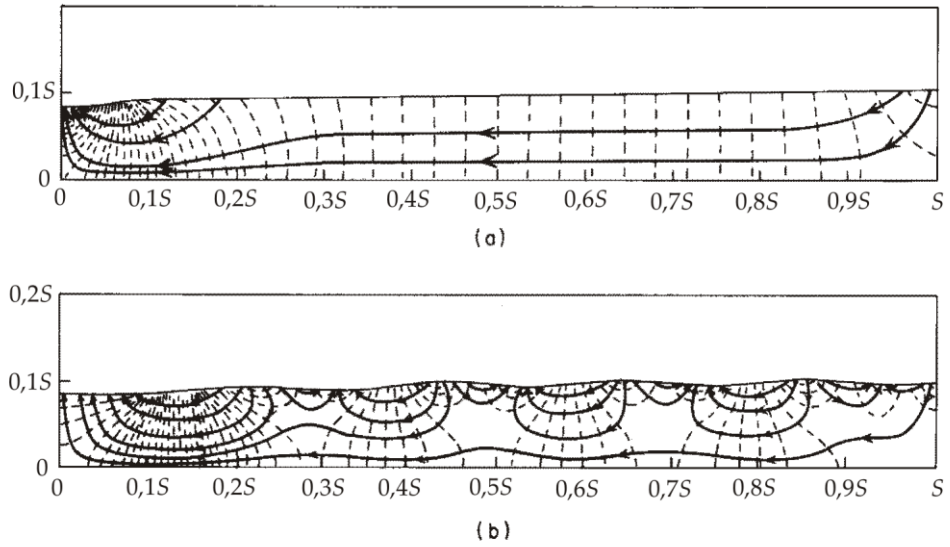
Freeze ve Witherspoon (1966, 1967 ve 1968) tarafından da belirtildiği gibi, akım ağlarını oluşturmada Altbölüm 5.3'de tanımlanan sayısal benzetişimin kullanılması halinde bu üç sınırlama da ortadan kalkmış olacaktır. Bundan sonraki altbaşlıklarda Freeze ve Witherspoon (1967)'un sayısal sonuçlarından alınmış birkaç akım ağı üzerinde duracağız. Freeze ve Witherspoon'un çalışmasında topoğrafya ve jeolojinin dengeli rejimdeki bölgesel akış paternlerinin karakteri üzerindeki etkisi incelenmiştir.

Topoğrafyanın Bölgesel Akış Sistemleri Üzerindeki Etkisi

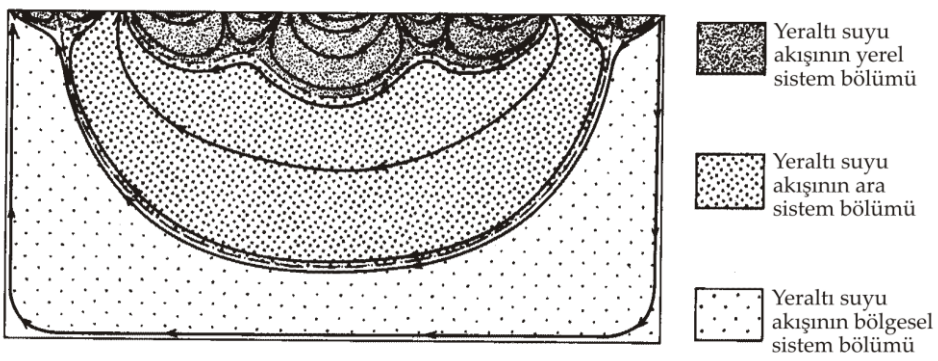
Şekil 6.2'de derinliği ve yatay uzanımı özdeş olan iki düşey enine kesitteki akım ağları görülmektedir. İki durumda da sayfa düzlemine dik yönde ve sol tarafta majör bir vadi ve sağ tarafta da bir plato yükselimi bulunmaktadır. Şekil 6.2(a)'da topoğrafyayı çok yakından takip ettiği varsayılan su tablası bir gölsel düzlükte bulunabilecek kadar tatlı ve tekdüze bir eğime sahiptir. Şekil 6.2(b)'de ise buzul arazisinde bulunabilecek inişli çıkışlı bir su tablası konfigürasyonu vardır.

Tekdüze eğimli su tablası tek bir akış sistemi oluşturur. Menteşe çizgisi ana vadinin yamacında uzanır ve yüksek platonun tamamı beslenme alanıdır. Engebeli topoğrafyadan dolayı majör akış sistemi içerisinde çok sayıda alt sistem vardır. Sisteme belirli bir beslenme alanından giren su en yakındaki topoğrafik alçalımda boşalabilir veya ana vadi tabanındaki bölgesel boşalım alanına aktarılabilir. Toth (1963) tüm sistemin yanal uzanımının derinliği küçüldükçe ve kamburların genliği büyüdükçe yerel sistemlerin temel sisteme ulaşarak Şekil 6.1'dekine benzer bir dizi bağımsız hücre oluşturmasının daha kuvvetli bir ihtimal olduğunu göstermiştir. Toth (1963) Şekil 6.3'de şematik olarak görüldüğü gibi, çoğu akım ağlarında ve çoğu arazilerde yeraltı suyu akışının *yerel sistemi*, *ara sistemi* ve *bölgesel sistemi* arasında bir ayırım yapmanın mümkün olabileceğini öne sürmüştür. Yerel röliyefin ihmal edilebilir olduğu yerlerde sadece bölgesel sistemler gelişir. Bu terimler spesifik olmamakla birlikte, bu konu için faydalı bir nicel çerçeve oluşturmaktadır.

Şekil 6.2 ve 6.3'de temeli homojen, izotrop jeolojik birimlerden oluşan havzalarda bile topoğrafyanın karmaşık bir akış sistemi oluşturabileceği açık bir şekilde görülmektedir. Değişmeyen tek kural, yüksek bölgelerin beslenme alanı; alçak alanların da boşalım alanı oluşudur. En yaygın olarak bulunan topoğrafik konfigürasyonların çoğunda menteşe çizgileri sırt çizgilerinden ziyade vadi tabanlarına daha yakındır. Harita alanı bakımından kıyaslama yapmak gerekirse, boşalım alanları genellikle bir su havzasının sadece %5-30'unu oluştururlar.



Şekil 6.2 Bölgesel yeraltı suyu akış paternleri üzerinde topoğrafyanın etkisi (Freeze ve Witherspoon, 1967'den).



Şekil 6.3 Yeraltı suyu akışının yerel, ara ve bölgesel sistemleri (Toth, 1963'den).

Jeolojinin Bölgesel Akış Sistemleri Üzerindeki Etkisi

Şekil 6.4'de heterojen sistemlerin sayısal olarak uyarlanmış bir akım ağı örneği görülmektedir. Altta geçirgenliği 10 kat daha büyük bir katmanın istife dahil edilmesi halinde ortaya çıkan etki, Şekil 6.4(a) ile 6.2(a) arasında bir karşılaştırma yapıldığında görülecektir. Alttaki formasyon, içerisinde yatay bir akışın olduğu ve üstten beslenen bir akiferdir. Jeolojik sınırdaki tanjant yasasına dikkat ediniz.

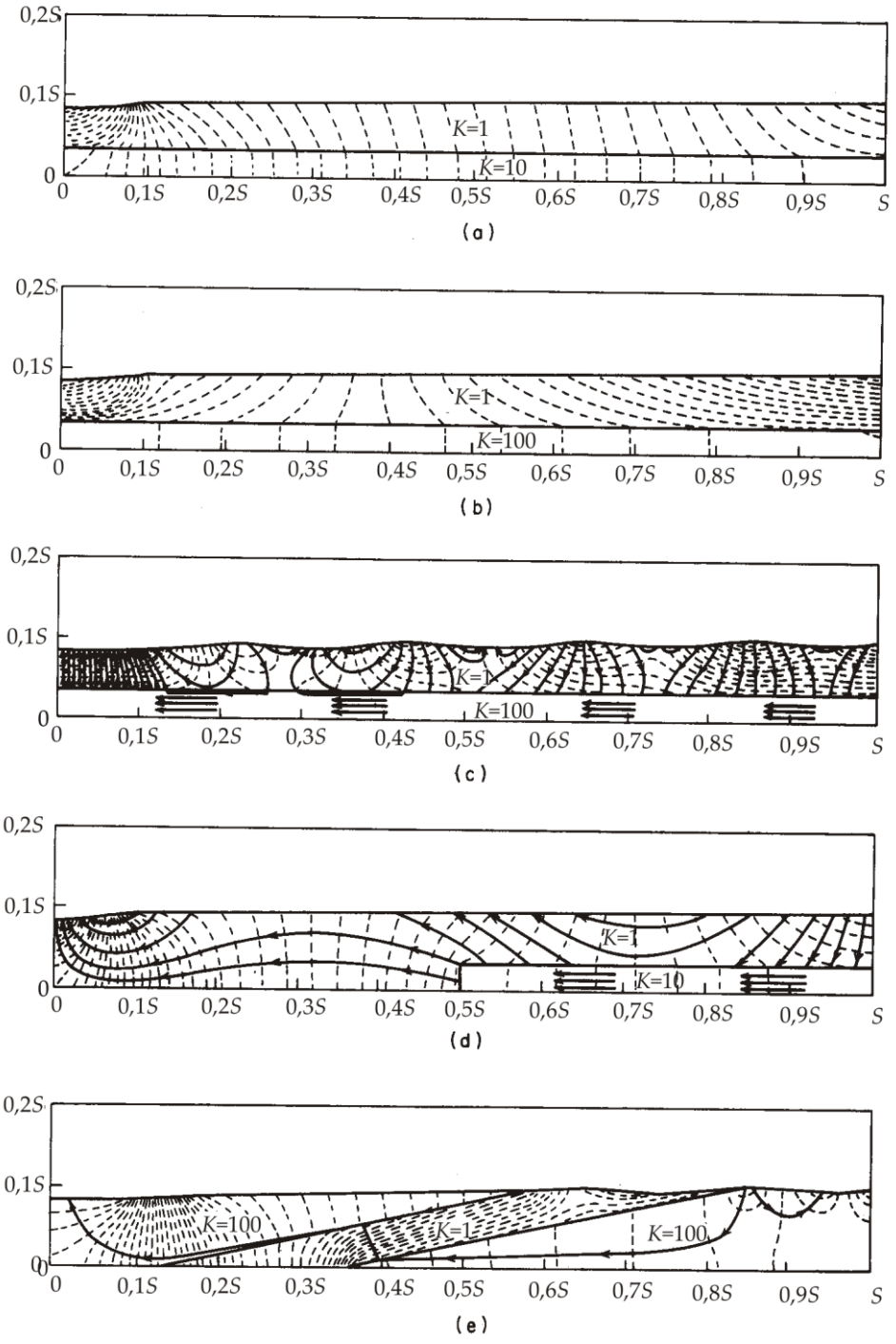
Hidrolik iletkenlik kontrastının artması halinde [Şekil 6.4(b)] üstteki akitardda düşey eğimler artar ve akiferdeki yatay eğimler azalır. Altbölüm 5.1'deki yöntemleri kullanarak akım ağından hesaplanan akış miktarı da artar. Artan akışın sonucunda, boşalım alanı genişler. Bu durum, sol sınırın etkisi artarken akiferdeki büyük akışların yüzeye doğru kaçmak isteyişinden ileri gelmektedir.

Dalgalanmalı arazide [Şekil 6.4(c)] bir taban akiferinin varlığı lokal sistemin altından geçen bir su yolu oluşturur. Bu şekilde, yüksek geçirgenlikli bir devrenin varlığı, belirgin bir lokal röliyefe sahip alanlarda bile bölgesel sistemlerin oluşabilmesine yol açar.

Yüksek geçirgenlikli gömülü merceksi yapıların havzalardaki pozisyonunun özel bir önemi vardır. Havzanın memba tarafında kısmî bir taban akiferinin varlığı [Şekil 6.4(d)] stratigrafik çıkıntının üstünde, tekdüze yüksek arazi yamacının ortasında bir boşalım alanının oluşumunu sağlar. Böyle bir boşalım alanı sadece topoğrafik etki altında gelişemez. Kısmî taban akiferinin, sistemin mansap tarafındaki yarısında oluşması halinde, ortadaki boşalım alanı oluşmayacaktır; gerçekte beslenme bu alanda yoğunlaşacaktır.

Şekil 6.4(e)'de gösterilen karmaşık topoğrafik ve jeolojik sistemdeki iki akış çizgisi, beslenme noktaları arasındaki sadece birkaç metrelik farkın beslenme suyunu minör bir lokal sisteme ya da majör bölgesel sisteme nasıl götürebileceğini göstermektedir. Böyle durumlar, atık depolama projelerinde yer seçimi konusunda yanıltıcı olabilir ve kirleticilerin yeraltı akış rejimine karışmasına neden olabilir.

Yeraltı stratigrafisi ve bunun sonucunda oluşan hidrolik iletkenlik değişimleri sonsuz değişik şekillerde bulunabilir. Görmüş olduğumuz birkaç örnekte jeolojik heterojenliğin bölgesel yeraltı suyu akışı üzerinde çok önemli bir etkisinin olduğu son derece açıktır. Jeolojik şartlar yerel ve bölgesel sistemler arasındaki ilişkileri, beslenme ve boşalım alanlarının yüzey paternlerini ve sistemler vasıtasıyla boşalan suyun akış hızını etkileyebilir. Şekil 6.4'de görülen son derece anormal etkiler iletkenlikte logaritmik olarak 2 veya daha yüksek şiddetteki kontrastlardan ileri gelmektedir. Daha büyük kontrasta sahip akifer-akitard sistemlerinde akış paternleri akiferlerde yatay akış ve akitardlarda düşey akış olacak şekilde yaklaşık olarak düz çizgili (rectilinear) olur.

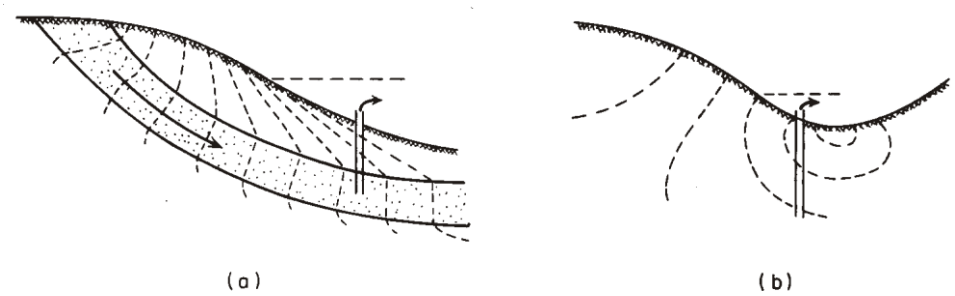


Şekil 6.4 Bölgesel yeraltı suyu akış paternleri üzerinde jeolojinin etkisi (Freeze ve Witherspoon, 1967'den).

Fışkıran Artezyen Kuyuları

Yeraltı suyunun varlığını ve esrarını simgeleyen fışkıran kuyular (kaynaklar ve gayzerler dahil) devamlı ve önemli bir bilgi kaynağı ola gelmiştir.

Fışkıran kuyuların ilk olarak Chamberlain (1885) tarafından önerilen, sonra Meinzer (1923) tarafından Dakota kumtaşında tanınması sağlanan klasik açıklamasında mostra ile ilişkili bir jeolojik kontrol mekanizması öne sürülmektedir. Şekil 6.5(a)'dakine benzer bir akiferin yüksek bölgede mostra vermesi ve oradan beslenmesi halinde bir eşpotansiyel ağ gelişebilir ve bunun vasıtasıyla da akiferdeki hidrolik yük akiferin aşağı kesiminde yüzey kotundan büyük olabilir. Böyle bir durumda akifer içine nüfuz eden ve üst ucu açık olan bir kuyu akar.



Şekil 6.5 Fışkıran artezyen kuyuları: (a) jeoloji kontrollü; (b) topoğrafya kontrollü.

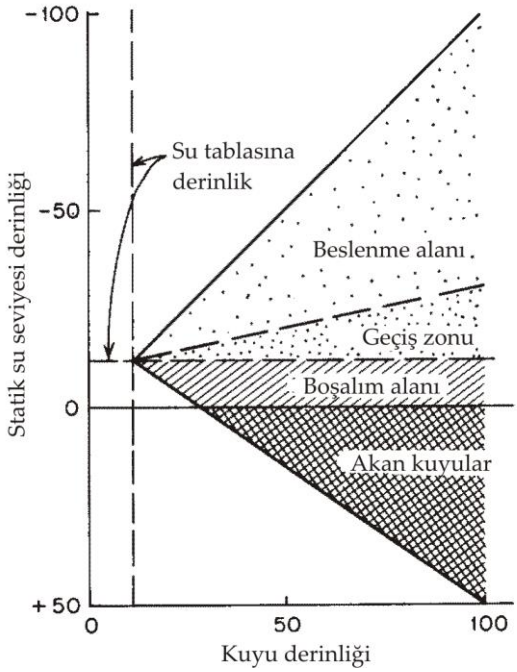
Ancak, bu jeolojik ortamda akan kuyuların gelişmesi şartı yoktur veya akan kuyular üzerindeki kontrol mekanizması jeoloji değildir. Akan kuyular üzerinde en büyük etken topoğrafyadır. Şekil 6.5(b)'de görüldüğü gibi, boşalım alanında su tablası altına inen kuyuda su girişinin olduğu noktadaki hidrolik yükün kontur değeri homojen ve izotrop arazide bile zemin yüzeyinin üzerindedir. Şekil 6.5(b)'deki vadinin altında yatay bir akifer olsaydı akan kuyu oluşturması için mostra vermesine gerek kalmazdı. Şekil 6.4(b)'de diyagramın sol tarafında vadi tabanında akifere kadar inen kuyu akan kuyu olur. Hidrolik yük değerlerinin yüzey kotunu aştığı akifer sistemleri akan kuyuları besler. Topoğrafik etkinin önemi fazlaca röliyefli vadilerde açılan çok sayıdaki akan kuyuda daha iyi yansıtılır. Topoğrafik olarak alçakta yer alan havza ve vadilerdeki akan kuyu alanlarının spesifik lokasyonu yeraltı stratigrafisi tarafından kontrol edilmektedir.

Şekil 6.5(a)'daki Dakota kumtaşı konfigürasyonu bölgesel yeraltı suyu beslenim süreçlerinde de bir model olarak sıkça kullanılmaktadır. Yüksek arazilerde mostra veren akiferlerin çok özel olması şartı yoktur. Şekil 6.4(c), 6.4(d) ve 6.7(b)'de görülen beslenme rejimleri çok daha yaygındır.

Akış Sisteminin Haritalanması

Meyboom (1966a) ve Toth (1966) Kanada kırsalında yaptıkları çalışmalarda arazi gözlemlerine dayalı olarak beslenme alanı ve boşalım alanlarının haritalanmasının mümkün olduğunu göstermişlerdir. Bu konuda beş adet belirleyici nokta vardır: (1) topoğrafya, (2) piyezometrik paternler, (3) hidrokimyasal eğilimler, (4) çevresel izotoplar, ve (5) zemin ve arazi yüzeyi özellikleri.

Bunlar arasında en basit olanı topoğrafyadır. Boşalım alanları topoğrafik olarak alçak, beslenme alanları ise yüksektir. En doğrudan belirleyici olanı piyezometrik ölçümlerdir. Arzu edilen her noktaya teleskobik piyezometrelerin yerleştirilmesi mümkün olsaydı, haritalama da kendiliğinden yapılmış olurdu. İç içe piyezometrelerin boşalım alanında yukarı doğru akış bileşeni; beslenme alanında da aşağı doğru akış bileşeni vardır. Böyle bir uygulama şekli kesinlikle ekonomik değildir ve mevcut kuyulardan genellikle hatırı sayılır miktarda su tablası verisi elde edilebilmektedir. Bir kuyu, bir noktada açık olmak yerine genellikle tüm derinliği boyunca açık olduğundan ,gerçek bir piyezometre değildir. Ancak, özellikle bir akiferin delindiği durumlar başta olmak üzere pekçok jeolojik ortamda kuyulardan elde edilen statik su seviyesi verileri basınç şartlarının bir göstergesi olarak kullanılabilir. Bir topoğrafik bölgede değişik derinlikte açılmış çok sayıda kuyu bulunması halinde, kuyu derinliği ile su tablasına olan derinlik arasında çizilecek diyagramlar çok yararlı olabilir. Böyle bir diyagram üzerinde beslenme alanı ve boşalım alanlarına ait noktaların saçılabileceği alanlar Şekil 6.6'da tanımlanmıştır.



Şekil 6.6 Kuyu derinliği ile statik su seviyesi arasındaki ilişkinin genelleştirilmiş grafiği.

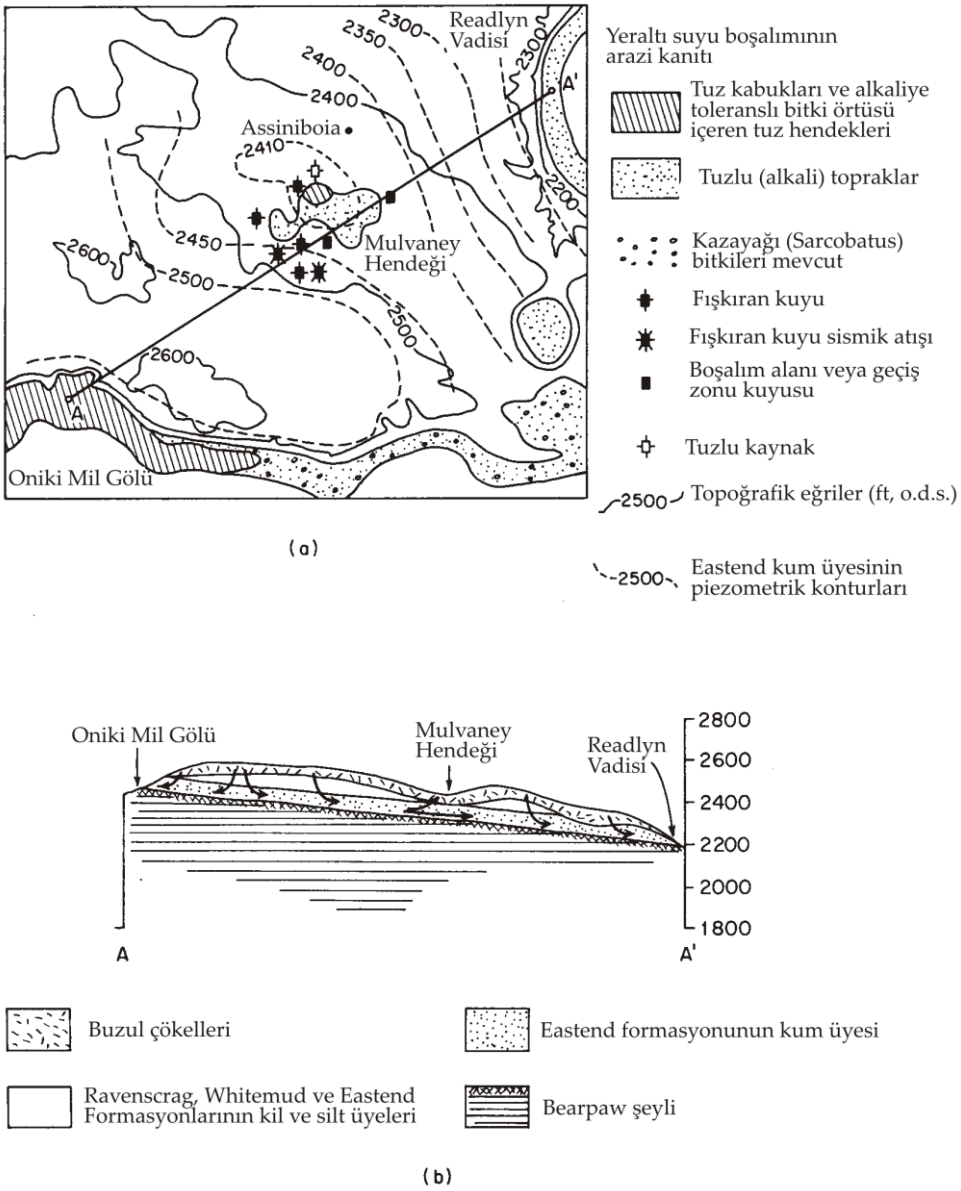
Jeokimyasal yorumlama için bir bölgedeki kuyu ve piyezometrelerin temsilci nitelikte olanların bir grubundan alınmış su örnekleri üzerinde yapılmış çok sayıda kimyasal analize ihtiyaç vardır. Bir sistem boyunca hareket eden yeraltı suyunun geçireceği evrim 7. Bölümde ele alınacaktır. Burada, (toplam çözünmüş maddeden belirlenen) tuzluluğun akış yolu boyunca artması şeklindeki genel gözlemi açıklamakla yetineceğiz. Beslenme alanı suları genellikle tatlı; boşalım alanı suları ise genellikle tuzludur.

Yeraltı suyu akış sistemi hakkındaki bilgiler kuyu veya piyezometrelerden alınan örneklerin ^{2}H, ^{3}H, ^{18}O ve ^{14}C çevresel izotoplarından da elde edilebilir. Bu izotopların karakteristikleri Altbölüm 3.8'de tanımlanmıştı. Trityum (^{3}H), silahların atmosferde denenmeye başladığı 1953'den sonra yeraltı suyu kuşağına giren suları belirlemede kullanılmaktadır (Şekil 3.11). Yeraltı suyu akış sistemi içinde ^{3}H'ün dağılımı 1953-sonrası su ile kaplanan yeraltı kuşağının sınırlarını belirlemede kullanılabilir. Bu yaklaşım, trityumlu kuşağın beslenme alanından aşağı doğru ve akış sistemi içine sarkması halinde, beslenme alanı yakınındaki yeraltı suyu akışının ortalama doğrusal hızının bölgesel değerlerini hesaplamada kullanılabilir. Yeraltı suyundaki pik ^{3}H konsantrasyonları bazen yağmur suyu ve kardaki ^{3}H konsantrasyonlarının uzun dönem pikleri ile ilişkili olabilir.

^{14}C'ün dağılımı, yaşlı suyun oluştuğu kuşakları belirlemede kullanılabilir (Altbölüm 3.8). Bu yaklaşım büyük akiferlerdeki bölgesel çalışmalarda sıkça kullanılmaktadır. Şartlar elverişli olduğunda ^{14}C yaşı birkaç binden birkaç onbin yıla kadar değişebilen su kuşaklarını tayin etmede kullanılmaktadır. Akiferlerdeki bölgesel akış çalışmalarında ^{14}C kullanımı Pearson ve White (1967) ve Fritz vd. (1974) tarafından tanımlanmıştır. ^{14}C verilerinin yorumlanmasına dair hidrokimyasal yöntemler Altbölüm 7.6'da tanımlanmıştır.

Özellikle kurak ve yarı kurak iklimlerde boşalım alanlarının doğrudan kaynaklardan, sızıntı alanlarından ve diğer boşalım yerlerinden haritalanması çoğu zaman mümkündür. Meyboom (1966a) bunların hepsini birden *yeraltı suyu mostraları* olarak adlandırmıştır. Yeraltı suyu oldukça tuzlu ise, "mostralar" aşırı tuzlu zemin, playa, salamura veya tuz çöktürme havuzları şekline dönüşebilir. Bitki örtüsü çoğu zaman oldukça önemli ipucu vermektedir. Boşalım alanlarındaki bitki örtüsü çoğu zaman tuza toleranslı söğüt, kavak, tuz çimeni ve benzeri su seven bitkilerden oluşmaktadır. Bu bitkilerin çoğu yüzeysel olarak su tüketen türdendir (phreatophytes). Kökleri su tablası altında olduğu halde yaşayabilen bu bitkiler su ihtiyacını doğrudan doymuş kuşaktan sağlamaktadır. Yüzeysel su tüketen bitkiler güneybatı A.B.D.'nde Meinzer (1927) ve Robinson (1958, 1964) tarafından; Kanada kırsalında da Meyboom (1964, 1967) tarafından çalışılmıştır. Ilıman kuşaklarda tuzlu ve bitki örtülü yeraltı suyu mostraları daha az belirgin olup, arazi verileri kaynaklar ve piyezometrik kanıtlara dayanmalıdır.

Gerçek bir sisteme örnek olması bakımından Assiniboia (Saskatchewan, Kanada) yakınındaki akış sistemini (Freeze, 1969a) göz önüne alınız. Şekil 6.7(a)'da bölgenin topoğrafyası ile beraber yeraltı suyu boşalımının arazi kanıtları görülmektedir. Eastend kum üyesindeki konturlu hidrolik yük değerleri de mevcut kuyu verilerine bağlı olarak ayrıca verilmiştir. Eastend kumunun stratigrafik pozisyonu Şekil 6.7(b)'de *A-A'*



Şekil 6.7 Assiniboia yakınında bölgesel yeraltı suyu akışı (Freeze, 1969a'dan) (Kanada Su İşleri Bakanlığı'nın izniyle çoğaltılmıştır).

kesitinde gösterilmiştir. Meyboom (1966a) bu hidrojeolojik ortamdan, daha çok Kuzey Amerika'nın Büyük Ovalar bölgesinde yaygın olan *kırsal profili* olarak bahsetmiştir.

Bölgesel yeraltı suyu analizinde dengeli rejim akım ağı yaklaşımı şimdilerde dünyanın pekçok yerinde değişik hidrojeolojik ortamlara uygulanmaktadır. Bu yöntem genellikle küçük ve orta boydaki drenaj havzalarına uygulanmakla birlikte, Hitchon (1969a,b) tarafından çok daha büyük ölçekler için kullanılmıştır. Hitchon'ın batı Kanada'da sedimenter havzadaki sıvı akışı analizi Rocky Dağları'ndan Kanada Kalkanı'na uzanan sistemleri göz önüne almıştır. Bu analiz, doğada petrol göçü ve birikmesi konusuna ışık tutmak amacıyla gerçekleştirilmiştir. Bu konu 11. Bölümde daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

6.2 Dengeli Rejim Hidrolojik Bütçeleri

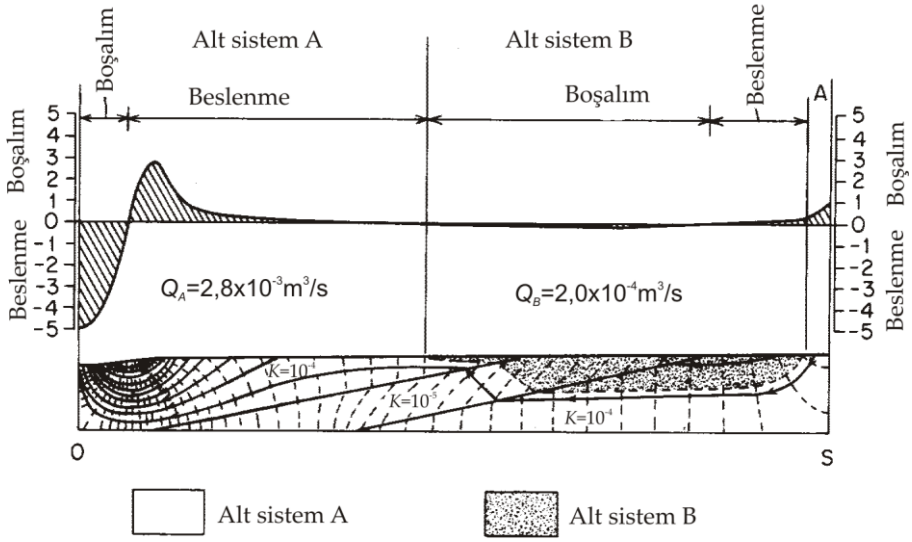
İster piyezometre ölçümleri ve arazi gözlemlerine dayalı olarak, isterse matematiksel veya analog benzetişim ile geliştirilmiş olsun, yeraltı suyu akışının dengeli akım ağları bir su havzasının hidrolojik bütçesinin belirlenmesi konusunda bilgi elde etmede nicel olarak yorumlanabilmektedir.

Bölgesel Akış Sistemlerinin Nicel Olarak Yorumlanması

Şekil 6.8'de heterojen bir yeraltı suyu havzasında iki boyutlu bir düşey kesitte nicel bir akım ağı görülmektedir. Bu özel su tablası şekli ve jeolojik şartlar iki ayrı akış sisteminin oluşumuna yol açar: sığ fakat yanal yayılımı geniş bir yerel sistem (alt sistem *B*) ve daha geniş bir bölgesel sistem (alt sistem *A*). Yerel sistem bölgesel sistem üzerine, dikkatlice çizilmiş bir akım ağından başka yöntemlerle yapıldığı zaman anlaşılması güç bir tarzda çakıştırılmıştır. Her akış sistemindeki boşalımı Altbölüm 5.1'deki yöntemler ile kolayca bulabiliriz. s=6000 m için toplam röliyef 100 m ve potansiyelin de 50 artışı söz konusu olduğundan Δh=2 m olur. Hidrolik iletkenlik için 10^{-4} ve 10^{-5} m/s değerleri alınırsa, her akış tüpündeki boşalım 2,0 x 10^{-4} m^3/s olur (diyagrama dik düzlemdeki her bir metrelik kalınlık için). İki alt sistemdeki akış kanallarının sayılması ile Q_A=2,8 x 10^{-3} m^3/s ve Q_B=2,0 x 10^{-4} m^3/s bulunur. Bu şekilde bulunan değerler doğal şartlar altında gelişememiş bir havzadaki bölgesel boşalımı temsil eder. Altbölüm 8.10'da göreceğimiz gibi, kuyular vasıtasıyla yeraltı suyu kaynaklarının geliştirilmesi toplam havza veriminin bakir akış hızlarından çok daha büyük olabileceği yeni bölgesel sistemleri oluşturur.

Su tablasında herhangi bir noktadaki beslenme veya boşalım hızını hesaplamak da mümkündür. Her noktadaki hidrolik iletkenlik değerinin bilinmesi ve hidrolik eğimin de akım ağından okunması halinde Darcy yasası doğrudan uygulanabilir. Beslenme ve boşalım değerleri Şekil 6.8'deki gibi akım ağının yukarısında grafiğe aktarılırsa, noktaları birleştiren düz çizgiye *beslenme-boşalım profili* denir. Nicel akım ağı kullanılmadan bulunması zor olan beslenme ve boşalım konsantrasyonlarının bulunmasını sağlar. Beslenme-boşalım profilinde sıfır yatay çizgisi üzerindeki çapraz taralı alan toplam yeraltı suyu beslenmesini temsil eder; altındaki çapraz taralı alan ise

toplam yeraltı suyu boşalımını ifade eder. Dengeli akışta ikisi birbirine eşit olmak durumundadır.



Şekil 6.8 Heterojen bir yeraltı suyu havzasında iki boyutlu bir kesitteki nicel akım ağı ve beslenme-boşalım profili (Freeze ve Witherspoon, 1968'den).

Beslenme-boşalım profilinin üç boyutlu eşdeğeri, boşalım ve beslenme hızlarının alansal dağılımını gösteren bir drenaj havzasının konturlu haritasıdır. Arazide böyle bir haritanın yapılması için yüzeye yakın formasyonların doygun hidrolik iletkenliklerinin ölçülmesi ve su tablasındaki hidrolik eğimin ölçülmesi veya hesaplanması gerekir.

Bu altbölümdeki tartışmaların bir yönü vardır ki, bir çeşit fasit daire niteliğindedir. Yeraltı suyu akış yollarının karakterini kontrol eden mevcut su tablası şeklinin yeraltı suyu beslenme hızlarını etkileyeceğini belirtmiştik. Beslenme patern ve miktarlarının su tablasının konfigürasyonunu bir dereceye kadar etkileyeceği de bir gerçektir. Buraya kadar olan açıklamalarımızda su tablasının pozisyonunu sabit kabul ettik ve ona göre beslenme ve boşalım paternlerini geliştirdik. Gerçekte hem su tablası konfigürasyonları hem de beslenme paternleri geniş ölçüde yer yüzündeki yağış ve buharlaşma-terlemenin mekansal ve zamansal paternleri tarafından kontrol edilmektedir. 6.3'den 6.5'e kadar olan altbölümlerdeki analizlerde değişik iklimsel şartlar altında su tablasının tepkisini kontrol eden doygun-doygun olmayan etkileşimlere göz atacağız.

Hidrolojik Bütçenin Bileşenleri Olarak Yeraltı Suyu Beslenme ve Boşalımı

Beslenme-boşalma rejimi ile hidrolojik döngünün diğer bileşenleri arasında önemli etkileşimler söz konusudur. Meselâ, Şekil 6.8'deki alt sistem *A*'dan bölgesel akışın tamamı diyagramın solundaki ana vadiye boşalmaktadır. Herhangi bir topoğrafik şart ve hidrojeolojik parametreler için boşalım alanındaki ortalama boşalım hızını (sözgelimi cm/gün cinsinden) hesaplayabiliriz. Ilıman iklimlerde yeraltı suyunun yükselen hızı, buharlaşma-terleme için gerekli şartları sağlayacak şekilde ve buna rağmen enine kesite dik akan bir dereye doğru bir taban-akışı bileşeni sağlayacak şekilde, su tablasını yukarıda tutmak için yeterlidir. Böyle bir derenin *A* havzasında soldan sağa doğru akan bir kolu olsaydı, beslenme alanını geçerken yeraltı su sistemine su kaçırması beklenirdi. Bu durumda nehir *vericidir*. Bu kol boşalım alanını kestiğinde yeraltı sisteminden su alır ve *alıcı* nehir olarak adlandırılır.

Bu kavramların sayı ile ifade edilebilmesi için, bir su havzasındaki hidrolojik rejimi tanımlayan *hidrolojik bütçe* veya *su dengesi* eşitliğinin takdim edilmesi gerekir. Yapacağımız işlemi yüzey suları bölüm çizgisi ile yeraltı suları bölüm çizgileri çakışacak şekilde yapar ve ne sistemden dışarı doğru ne de sistemin içine doğru bir akış olduğunu kabul edersek, yıllık dönem için su dengesi eşitliği şu şekilde olur:

$$P=Q+E+\Delta S_s+\Delta S_G \tag{6-1}$$

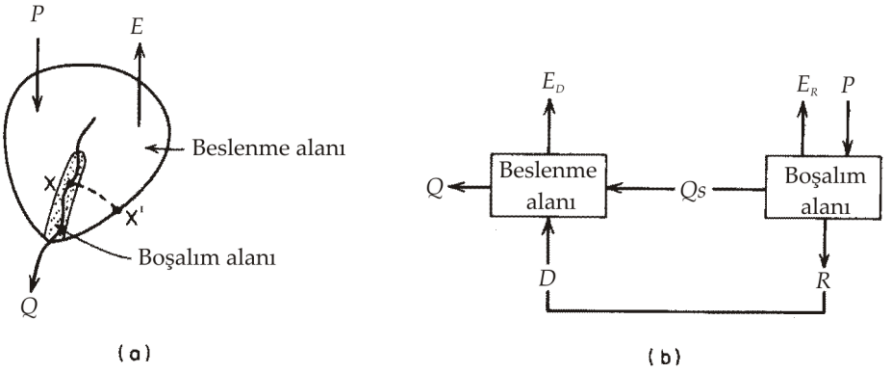
Burada, *P*: yağış, *Q*: yüzeysel akış, *E*: buharlaşma-terleme, ΔS_s: yüzey suyu rezervuarı depolamasındaki değişim ve ΔS_G: yıllık dönem içerisinde yeraltı suyu rezervuarı (doygun ve doygun olmayan birlikte) depolamasındaki değişimdir.

Uzun yıllar için bir ortalama alınacak olursa, $\Delta S_s = \Delta S_G = 0$ olur ve (6-1) eşitliği de aşağıdaki şekle dönüşür:

$$P = Q+E \tag{6-2}$$

Bu bağıntıda ise, *P*: ortalama yıllık yağış, *Q*: ortalama yıllık sellenme ve *E*: ortalama yıllık buharlaşma-terlemedir. Bir *drenaj havzasındaki Q* ve *E*'nin (6-2) eşitliğindeki birimlerinin *P* ile tutarlı olması için genellikle cm cinsinden rapor edilirler. Meselâ, Şekil 6.9(a)'daki drenaj havzasında ortalama yıllık yağışın *P*=70 cm/yıl ve ortalama yıllık buharlaşma-terlemenin de *E*=45 cm/yıl olması halinde, su havzasının çıkışında nehirde ölçülen fakat drenaj havzasındaki suyun eşdeğer cm'si cinsinden ifade edilen sellenme *Q*=25 cm/yıl olurdu.

Su havzasının çoğunun beslenme alanı olduğu ve boşalım alanının da nehire komşu küçük bir alan ile kısıtlı olduğu Şekil 6.9(a)'da gösterilen su havzasının idealize edilmiş şeklini göz önüne alalım. Şekil 6.8'de gösterilen yeraltı suyu akım ağı pekalâ bir *X*-*X*' kesiti olabilir. Şimdi, biri beslenme alanı ve diğeri de boşalım alanı için olmak üzere iki hidrolojik bütçe denklemi yazabiliriz.



Şekil 6.9 Küçük bir su havzasında dengeli hidrolojik bütçe.

Beslenme alanında [Şekil 6.9(b)],

$$P=Q_s+R+E_R \tag{6-3}$$

olur. Buradaki Q_s: ortalama yıllık sellenmenin yüzey suyu bileşeni, R: ortalama yıllık yeraltı suyu boşalımı ve E_R: beslenme alanındaki ortalama yıllık buharlaşma-terlemedir.

Boşalım alanında [Şekil 6.9(b)],

$$Q=Q_s+D-E_D \tag{6-4}$$

şeklindedir. Buradaki D: ortalama yıllık yeraltı suyu boşalımı (R'ye eşittir) ve E_D: boşalım alanındaki ortalama yıllık buharlaşma-terlemedir. Havza alanının çok küçük bir yüzdesini oluşturan boşalım alanı için (6-4) eşitliğinde P'nin kullanılmasına gerek yoktur.

$$Q_G=D-E_D \tag{6-5}$$

alırsak, (6-4) eşitliği aşağıdaki gibi olur:

$$Q=Q_s+Q_G \tag{6-6}$$

Burada, Q_G: ortalama yıllık sellenmenin (veya ortalama yıllık kurak dönem sellenmesinin) yeraltı suyu bileşenidir. (6-5) eşitliği bir vadideki yeraltı suyu boşalımının hem buharlaşma-terlemeyi hem de nehir-akışının yeraltı bileşenini sağladığı şeklinde yapılan daha önceki ifadeyi yansıtmaktadır. (6-6) eşitliği ile nehir-akışı hidrograflarının yüzey suyu ve yeraltı suyu bileşenlerine ayrılabileceği işaret edilmektedir. Bu konudaki ayrıntılar Altbölüm 6.6'ya bırakılmıştır.

Dengeli rejim hidrolojik bütçe eşitliklerinin uygulaması bir su havzasındaki hidrolojik rejimi sadece kaba bir şekilde ortaya koymaktadır. Bunun birinci nedeni, P, E, R ve D'nin alansal değişimini hesaba katmayan (*dağılımlı parametre* yaklaşımı yerine)

bir *toplam parametre* yaklaşımı olmasıdır. Bir küçük su havzasında ortalama yıllık açıdan P ve E büyük olmayabilir fakat, Şekil 6.8'den biliyoruz ki, R ve D'nin alansal dağılımı önemli olabilir. İkinci nedeni, *ortalama yıllık* yaklaşımı zamana bağlı etkilerin önemini gölgelemektedir. Çoğu durumda yeraltı suyu rejimi dengeli akış rejimi ile oldukça yaklaşık bir şekilde belirlenebilmektedir fakat, P, E ve Q önemli derecede zamana bağlıdır.

Yukarıdaki dengeli rejim hidrolojik bütçeleri tartışması, yeraltı suyu ile hidrolojik döngünün diğer bileşenleri arasındaki etkileşimlerin çoğuna açıklık getirmesi bakımından faydalıdır. Ancak, (6-2), (6-3) ve (6-4) eşitliklerinin pratikteki uygulaması bir problemler yumağıdır. Bunun için birkaç noktadaki yağış (P) ve nehir akışının (R) birkaç yıllık kayıtlarına gerek vardır. Prensipte yeraltı suyu bileşenleri R ve D akım ağı analizinden bulunabilir fakat, pratikte heterojen yeraltı suyu havzalarındaki hidrolik iletkenlik değerlerindeki belirsizlikler R ve D değerlerinde çok büyük değişimlere neden olabilmektedir. Buharlaşma-terleme parametreleri E_R ve E_D kesin olmayan doğruluk derecesindeki yöntemlere dayalı olarak hesaplanmalıdır.

Tüm bu sorunlar arasında en büyük problem buharlaşma-terlemenin hesaplanmasıdır. En çok kullanılan hesaplama teknikleri *potansiyel buharlaşma-terleme* (*PE*) kavramından yararlanmaktadır. *PE*, zeminde yeteri kadar su bulunması halinde arazi yüzeyinden buharlaşma ve terleme yoluyla uzaklaşan su miktarı olarak tanımlanmaktadır. Yukarı doğru yükselen yeraltı suyunun devamlı surette su sağladığı bir boşalım alanında *gerçek buharlaşma-terleme* (*AE*) potansiyel buharlaşma-terlemeyi yaklaşık bir şekilde verebilir. Bir beslenme alanında gerçek buharlaşma-terleme her zaman için potansiyelden oldukça küçüktür. Potansiyel buharlaşma-terleme atmosferin buharlaştırma kapasitesine bağlıdır. Meteorolojik verilere dayalı teorik bir hesaplamadır. *AE*, *PE*'nin mevcut zemin suyu şartlarında gerçekte buharlaşan kısmıdır. Zeminin doygun olmayan durumdaki su depolama özelliklerine bağlıdır. Bitki türü ve büyüme aşaması gibi bitkisel faktörlerden de etkilenmektedir. Potansiyel buharlaşma-terlemeyi hesaplama teknikleri arasında en çok kullanılanlar Blaney ve Criddle (1950), Thornthwaite (1948), Penman (1948) ve Van Bavel (1966) tarafından geliştirilmiş olanlardır. Bunlardan ilk ikisi buharlaşma-terleme ile iklimsel faktörler arasındaki ampirik düzeltmelere bağlıdır. Son ikisi ise fiziksel temeli daha iyi olan enerji-bütçe yaklaşımlarıdır fakat, daha çok meteorolojik veri gerektirirler. Pelton vd. (1960) ve Gray vd. (1970) değişik tekniklerin göreceli üstünlüklerini belirtmişlerdir. Bir beslenme alanında *PE* hızlarının *AE* hızlarına dönüşümü genellikle zemin-suyu bütçesi yaklaşımı ile yapılmaktadır. Holmes ve Robertson (1959) tekniği kırsal ortamda yaygın bir şekilde uygulanmaktadır.

Su tablasının sığ olduğu bir boşalım alanından bitkilerle yüzeysel su tüketen buharlaşma-terleme şeklindeki özel bir durumda, Şekil 6.8'de tanımlanan su seviyesi değişimlerinin doğrudan ölçümü gerçek buharlaşma-terlemeyi hesaplamada kullanılabilir.

Yeraltı suyu bileşenine özel bir önemin verildiği küçük su havzalarındaki hidrolojik bütçe çalışmalarına örnekler için okuyucunun Schicht ve Walton (1961), Rasmussen ve Andreasen (1959) ve Freeze (1967)'nin raporlarına müracaat etmesi önerilir.

6.3 Dengesiz Bölgesel Yeraltı Suyu Akışı

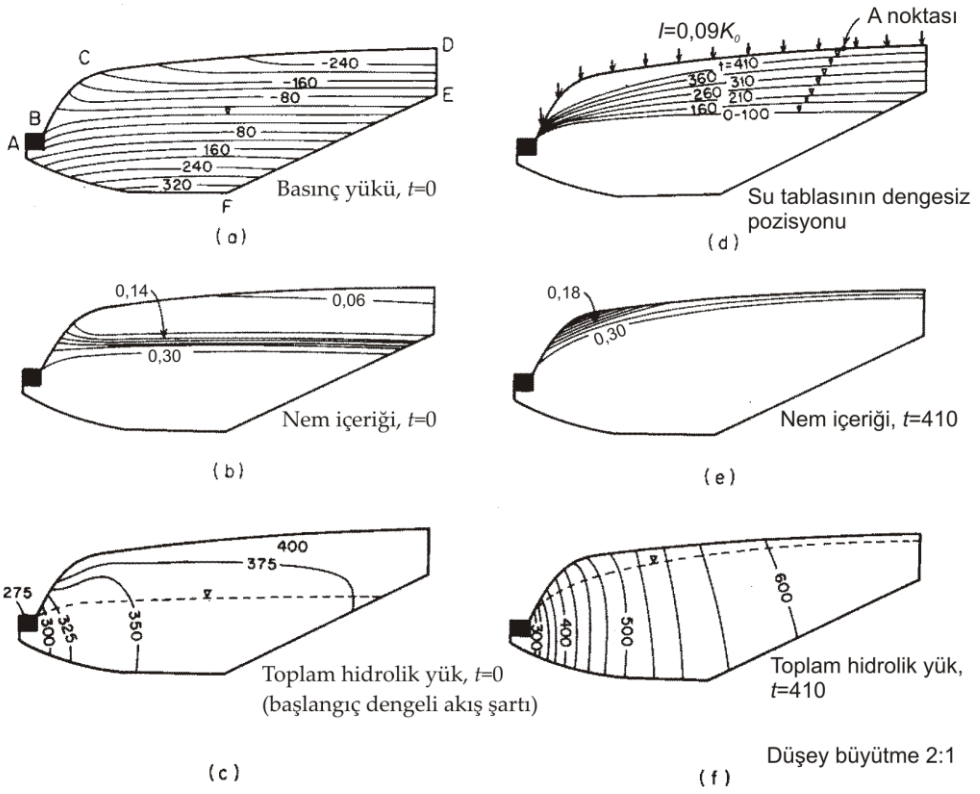
Yeraltı suyu akışındaki dengesiz etkiler yer yüzünde zamana bağlı olarak gelişen içeri ve dışarı akmaların bir neticesidir. Yağış hızları, buharlaşma-terleme hızları ve kar yağışı olayları zamana son derece bağımlıdır. Bunların dengesiz etkileri en çok yüzeye yakın doygun olmayan kuşakta hissedilir. Bu nedenle, doğal yeraltı suyu akışının dengesiz davranışı konusundaki her türlü analize doygun ve doygun olmayan kuşakların ikisi de dahil edilmelidir.

Dengeli bölgesel akışta olduğu gibi dengesiz bölgesel akışın ana özellikleri en kolay şekilde kuramsal yeraltı suyu havzalarında gerçekleştirilen sayısal benzetişimler yardımıyla ortaya konmaktadır. Rubin (1968), Hornberger vd. (1969) ve Verma ve Brutsaert (1970)'ın önceki çalışmalarına dayalı olarak Freeze (1971a) bir yeraltı suyu havzasındaki üç boyutlu, dengesiz, doygun-doygun olmayan akış için bir matematiksel model tanımlamıştır. Freeze'in akış denklemi, doygun olmayan akış denklemini [(2-80) eşitliği] doygun akış denklemi [(2-74) eşitliği] ile eşleyerek yeraltı rejiminin tamamının hesaba katılmasını sağlayan entegre bir form oluşturmaktadır. Sayısal çözümler *ardıl aşırı rahatlama* olarak bilinen bir sonlu farklar tekniği ile elde edilmiştir. Modelde genelleştirilmiş bölgenin her türlü şekli ve zamana bağlı olarak değişen sınır koşullarının her türlü düzenlemesi ele alınabilmektedir. Burada, kar erimesi şeklinde gelişen bir süzülme olayı için iki boyutlu enine kesitteki dengesiz tepkiyi ele alacağız.

Akış bölgesi (düşey büyütme 2:1) Şekil 6.10(a)'da görülmektedir. Sınırlar, hidrolik yükü sabit olan *AB* deresi, geçirimsiz taban *AFED* ve yer yüzeyi *BCD*'den oluşmaktadır. Bölge, doygun olmayan karakteristik eğrileri Şekil 2.13'de verilmiş olan homojen ve izotrop bir zeminden oluşmaktadır.

Altbölümler 2.6 ve 5.4'de gördüğümüz gibi, doygun-doygun olmayan akış şartları basınç yükü alanı, su içeriği alanı ve toplam hidrolik yük alanı olmak üzere üç şekilde ifade edilebilmektedir. Bunlardan birincisini kullanarak su tablasının pozisyonunu belirleyebiliriz. Üçüncüsünü kullanarak da nicel akış hesaplamaları yapabiliriz. Şekil 6.10(a), (b) ve (c)'de *CD* boyunca sabit hidrolik yük verilmesi sonucunda oluşan dengeli rejim başlangıç şartlarında t=0 zamanındaki üç alan görülmektedir. Başlangıç şartlarındaki su tablası derin ve yaklaşık olarak düz; yüzey suyu şartları da çok kurudur. $t > 0$ olan tüm zamanlarda sisteme üst sınırdan $0{,}09K_o$'a eşdeğer (K_o: zeminin doygun hidrolik iletkenliği) yüzey akışının girmesine izin verilmektedir. Şekil 6.10(d)'de görüldüğü gibi, bu içe akış hızı ile su tablası 100 saat sonra yükselmeye başlar ve 400 saat sonra da yüzeye yaklaşır. Şekil 6.10(e) ve (f)'de t=410 saat'da su içeriği ve toplam hidrolik yük alanları görülmektedir.

Şekil 6.11'de heterojen bir jeolojik kesitin akış sistemi üzerine etkisi görülmektedir. Taranmamış alanın zemin özellikleri Şekil 6.10'daki homojen durum ile aynıdır fakat, yüzeye yakın yerde bir düşük geçirgenlikli kil katmanı ile derinlerde yüksek geçirgenlikli bir taban akiferi kesite dahil edilmiştir. Şekil 6.11(a)'da geçirgenlik ve gözeneklilik ilişkileri verilmiştir. Şekil 6.11(b)'de su tablasının Şekil 6.10'da verilen içe akış şartlarına dengesiz tepkisi görsel olarak sunulmuştur. Şekil 6.11(c)'de t=460

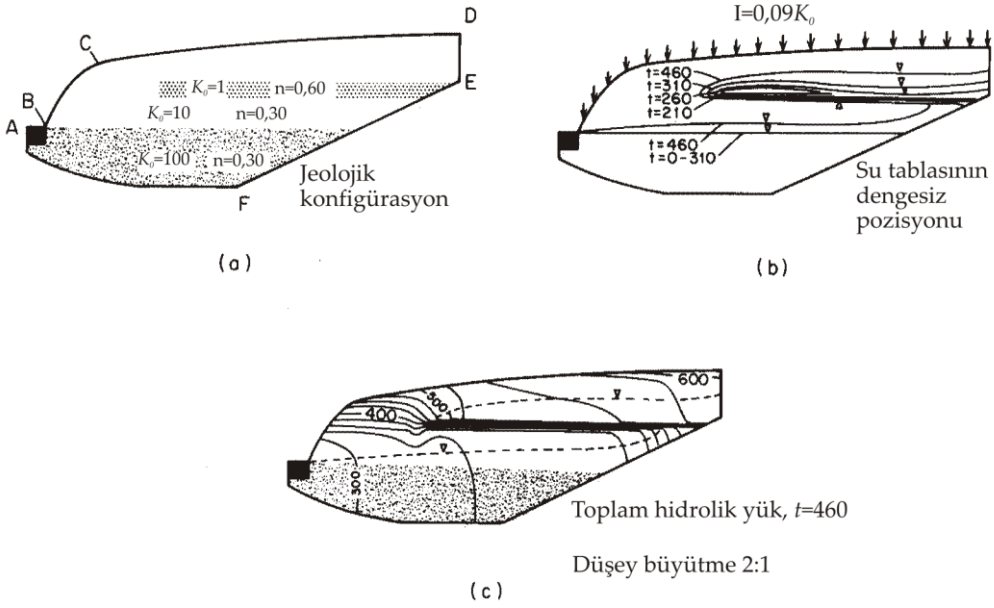


Şekil 6.10 Doygun-doygun olmayan akış sisteminin kar erimesi türü bir süzülmeye dengesiz tepkisi (Freeze, 1971a'dan).

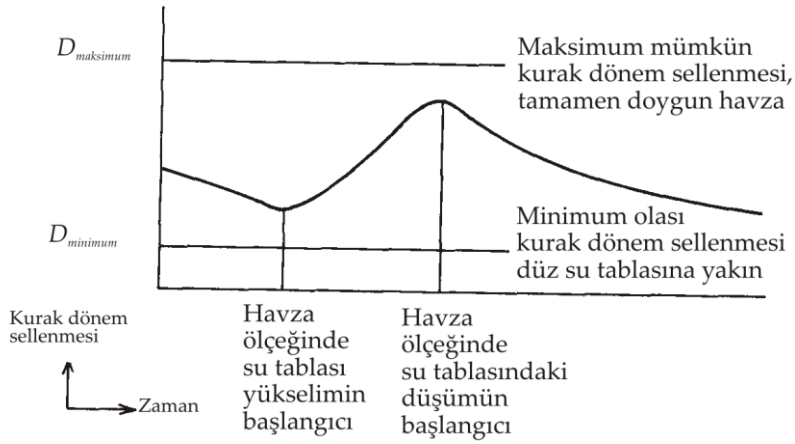
saat'daki toplam hidrolik yük paterni görülmektedir. Bu diyagramlar asılı su tablası oluşumunda rol oynayan doygun-doygun olmayan mekanizmaların anlaşılmasına yardımcı olmaktadır.

Bir su havzasındaki hidrolik yük alanı değişik zamanlardaki arazi ölçümleriyle veya matematiksel benzetişim ile tanımlanabilirse, zamanın fonksiyonu olarak sistemden boşalan su miktarının doğrudan hesaplanması mümkün olabilmektedir. Boşalım alanının sadece bir vadi ile sınırlı olması durumunda, yeraltı suyu boşalımının dengesiz akış hızı nehrin kurak dönem sellenme hidrografı konusunda bir fikir verir. Artan kurak dönem sellenmesi dereye yakın doygun kuşaktaki artan hidrolik eğimin bir sonucudur. Teorik modellerden de gözlendiği gibi, bu durumun kendisi su tablası yükseliminden kaynaklanan havza yukarısı eğimleri artışının bir sonucudur. Bir yüzey süzülmesi olayı ile nehir kurak dönem sellenmesi artışı arasındaki gecikme süresi bu nedenle, geniş yayılımlı bir su tablası yükselimini oluşturacak bir süzülme olayı için gerekli zaman ile doğrudan ilişkilidir. Şekil 6.12, su tablası üzerinde havza boyutunda etki oluşturmaya yeterli şiddetteki hidrolojik olay sonucunda oluşan kurak dönem sellenmesi hidrografı türünün şematik bir gösterimidir. Taban akışı hızları, tamamen doygun havza şartlarında oluşan maksimum mümkün kurak dönem sellenmesi D_{max}

ile, kaydedilmiş su tablasının en düşük olduğu şartlarda gelişen minimum muhtemel kurak dönem sellenmesi D_{min} arasında bir yerde olmalıdır.



Şekil 6.11 Asılı su tablasının oluşumu (Freeze, 1971a'dan).



Şekil 6.12 Kurak dönem sellenmesi hidrografının şematik gösterimi (Freeze, 1971a'dan).

Süzülme ile yeraltı suyu beslenmesi arasındaki etkileşimi incelemek için gerekli nicel hesaplamalar sistemin içe akış sınırında (veya ucunda) da yapılabilir. Ancak, bir

sonraki altbölümde takdim edilen bir boyutlu sistem ile çalışıldığında kavramlar daha da netleşmiş olacaktır.

6.4 Süzülme ve Yeraltı Suyu Beslenmesi

Altbölüm 6.1'de *beslenme alanı* ve *boşalım alanı* terimlerini tanımladık ve beslenme ile boşalım hızlarını ilk olarak Altbölüm 6.2'de hesapladık. Bu kavramları aşağıdaki beslenme ve boşalım süreçlerinin tanımları ile biçimlendirmeye çalışalım.

Yeraltı suyu *beslenmesi* su tablası yüzeyinde mevcut doygun kuşağa giriş olarak tanımlanabilir. Terim aynı zamanda doygun kuşakta su tablasından dışarı doğru akışı da kapsar.

Yeraltı suyu *boşalımı* su tablası yüzeyinde mevcut doygun kuşaktan suyun uzaklaşması olarak tanımlanabilir. Terim, su tablasındaki doygun kuşağa doğru olan akışı da kapsar.

Bu iki doygun süreç bir önceki bölümde görüldüğü kadarıyla doygun olmayan kuşaktaki bir çift paralel süreç ile yakından ilişkilidir. Süzülmeyi de yer yüzeyinde mevcut suyun zemine girişi olarak tanımlayalım. Terim aynı zamanda doygun kuşak içinde yer yüzünden uzaklaşan akışı da kapsar.

Benzer bir tarzda *dışarı süzülmeyi* yer yüzeyi boyunca zeminden suyun uzaklaşması olarak tanımlayacağız. Bu terim de doygun kuşakta yer yüzeyine doğru akışı kapsamaktadır. Dışarı süzülme terimi Philip (1957f) tarafından ortaya atılmışsa da çok fazla kullanılmamıştır. Bu süreç çoğu zaman *buharlaşma* olarak ifade edilmektedir fakat, atmosferdeki meteorolojik süreçlerin hesaba katılıp katılmadığı konusunda karmaşıklığa neden olmaktadır.

Süzülme Teorisi

Süzülme süreci hem hidrologlar hem de toprak fizikçileri tarafından derinlemesine incelenmiştir. Hidrolojide Horton (1933) yağışın yer yüzüne ulaştığı zaman yüzey toprağı içine süzüldüğünü ve süzülme hızının zamanla azaldığını göstermiştir. Horton zeminlerin zamana bağlı olarak maksimum mümkün süzülme hızını tanımlayan sınırlayıcı bir eğri olduğundan söz etmiştir. Sağanak yağış durumlarında gerçek süzülme, *süzülme kapasitesi* olarak adlandırılan bu eğriyi takip edecektir. Yağmurun başlamasından sonra kapasite giderek azalır ve sonuçta yaklaşık olarak sabit bir değere ulaşır. Bu azalımın başlıca nedeni, zemin gözeneklerinin suyla dolmasıdır. Değişik zemin türleri üzerinde birçok hidrolog tarafından yapılan ve yıllar süren kontrollü deneylerde killerdeki azalım açık dokulu kumlara göre daha hızlı ve nihai hız da daha düşüktür. Yağış sırasında herhangi bir zamanda yağış hızının süzülme kapasitesini aşması halinde, fazlalık su zemin yüzeyinde birikecektir. *Yüzeysel akış* ile yüzey nehirlerine karışan su bu birikinti suyudur.

Bir hidrolojik kavram olan süzülme kapasitesi yer yüzeyinde yapılan gözlemlere dayalı olarak geliştirilen ampirik bir kavramdır. Daha fiziksel temellere oturan bir yaklaşım, süzülmenin doygun olmayan bir yeraltı akış süreci olarak çalışıldığı toprak fiziği literatüründe bulunabilir. Çoğu analizlerde yüzeyde bir içe akış sınırının

bulunduğu tek boyutlu sistemler göz önüne alınmıştır. Deneysel anlamda ilk analizler Bodman ve Colman (1943) tarafından yapılmış ve Philip (1957a, 1957b, 1957c, 1957d, 1957e, 1958a, 1958b) de klasik yedi bölümlü makalesinde daha sonraki analizlerin temelini oluşturan temel fiziksel prensipleri ortaya koyduğu bir boyutlu sınır değeri problemlerinde analitik çözümlerden yararlanmıştır. Yakın geçmişteki teorik yöntemlerin neredeyse tamamı bir boyutlu sistemi çözmek için sayısal yaklaşımı kullanmışlardır. Gerçek sistemlerin karmaşıklığını yeteri ölçüde temsil etmede bundan başka bir yaklaşım bulunmamaktadır. Freeze (1969b) süzülme konusundaki sayısal çalışmaları bir tablo halinde vermiştir.

Hidrolojik anlamda en önemli katkılar Rubin vd. (1963, 1964) tarafından yapılmıştır. Bu araştırmacılar, yağış yoğunluğu, başlangıç zemin suyu şartları ve zemin için doygun olmayan karakteristik eğriler grubu verildiğinde Horton'un bulduğu süzülme-zaman eğrilerinin teorik olarak bulunabileceğini göstermişlerdir. Rubin ve ekibindeki araştırmacılar yağış, süzülme ve hidrolik iletkenliğin [*L*/*T*] birimleri cinsinden ifade edilmesi durumunda Horton eğrilerindeki nihai sabit süzülmenin sayısal olarak zeminin doygun hidrolik iletkenliğine eşdeğer olacağını göstermişlerdir. Su birikimi oluşması için gerekli şartın da iki olduğunu bulmuşlardır: (1) yağış yoğunluğu doygun hidrolik iletkenlikten büyük olmalıdır, ve (2) yağış süresi zeminin yüzeyde doyması için gerekli zamandan daha uzun olmalıdır.

Gerçek bir örneğe baktığımızda bu kavramlar daha da netleşmiş olacaktır. Üst sınırı yer yüzünde ve alt sınırı da su tablasının hemen altında olan bir boyutlu bir sistemi (meselâ Şekil 6.10'daki *A* noktası) göz önüne alalım. Bu doygun-doygun olmayan sistemdeki akış denklemi (2-80) eşitliğinin bir boyutlu formu olacaktır:

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[K(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z}+1\right)\right]=C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t} \tag{6-7}$$

Burada, ψ (=h–z): basınç yükü ve $K(\psi)$ ile $C(\psi)$ de hidrolik iletkenlik (K) ile özgül nem kapasitesi (C) için doygun olmayan fonksiyonel ilişkilerdir. Su tablası altındaki doygun zonda (veya daha doğru bir ifadeyle ψ_a'nın hava-girişi basınç yükü olduğu $\psi=\psi_a$ olan noktanın altında) $K(\psi)=K_o$ ve $C(\psi)=0$'dır (burada K_o: zeminin doygun hidrolik iletkenliğidir).

Üst sınır için bir yağış oranı (R) tayin edelim. Darcy yasasından,

$$R=K(\psi)\frac{\partial h}{\partial z}=K(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z}+1\right) \tag{6-8}$$

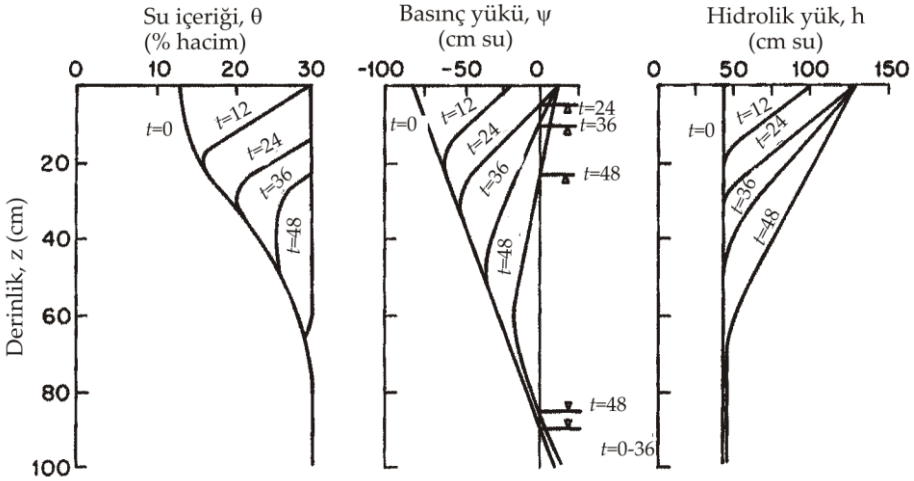
veya:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}=\frac{R}{K(\psi)}-1 \tag{6-9}$$

Bölgesel akış sisteminin yeraltı suyu beslenme hızı Q ise, o zaman, (6-9) eşitliğindekine benzer bir mantıkla sistemin doygun tabanındaki şart aşağıdaki gibi olur:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{Q}{K_o} - 1 \qquad (6\text{-}10)$$

(6-7), (6-9) ve (6-10) eşitlikleri ile tanımlanan sınır değeri problemi Freeze (1969b) tarafından Ek VIII'de özet şeklinde verilen sayısal sonlu farklar yöntemiyle çözülmüştür. Şekil 6.13'de kuramsal bir süzülme olayının temsilci bir benzetişiminin sonuçları görülmektedir. Bu üç profil, doygun olmayan hidrolojik özellikleri Şekil 2.13'de verilen ile özdeş olan zeminin üst 100 cm'sinde su içeriği, basınç yükü ve hidrolik yükün zamana bağlı tepkisini göstermektedir. Dengesiz davranış zemin yüzeyini R=0,13 cm/dak hızı ile besleyen sabit yoğunluklu yağışa tepki olarak gelişmiştir. Bu hız, zeminin doygun hidrolik iletkenliği K_o=0,026 cm/dak'nın 5 katıdır. Başlangıç şartları t=0 eğrileriyle gösterilmiş ve sonrakiler de dakika cinsinden zaman olarak işaretlenmiştir.



Şekil 6.13 Kuramsal süzülme olayının sayısal uyarlaması (Freeze, 1974'den).

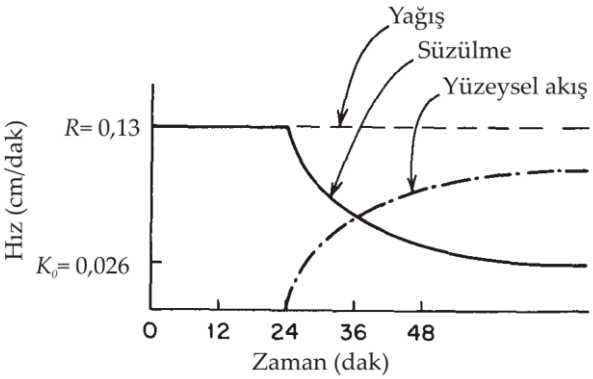
Soldaki diyagramda zamana bağlı su içeriğinin profil boyunca aşağı doğru artışı görülmektedir. Yüzey 12 dakika sonra doygunluğa erişir ve 48 saat sonra profildeki zemin gözeneklerinin neredeyse tamamı suyla dolar.

Ortadaki diyagramda basınç yükü değişimleri verilmiştir. t=12 dakika için basınç yükü eğrisi $\psi = 0$ noktasına erişmez; bu nedenle, yüzey doygunluğunun su içeriği profilinde işaret edilen üstteki birkaç cm'si "gerilimli-doygun" olmalıdır. 24 dakika işareti ile yer yüzeyindeki basınç yükü +10 cm'ye erişmiştir. Bunun anlamı, yüzeyde bu noktada zaman içinde 10 cm derinliğinde birikinti suyu oluşmuştur (bu benzetişimde maksimum izin verilebilir birikmiş su derinliği başlangıçta 10 cm olarak alınmıştır). Aynı zamanda, yer yüzeyinin 5 cm altında profil boyunca zamana bağlı olarak yayılan ters dönmüş bir su tablası vardır. Başlangıçta 95 cm derinde olan gerçek

su tablasının pozisyonu ilk 36 dakika boyunca değişmez fakat, yukarıdan gelen süzülme suyuna tepki olarak daha sonra yükselmeye başlar.

Sağdaki diyagramda yüzey yakınındaki hidrolik yük profilleri, değişik zamanlardaki süzülme hızlarını hesaplamak için Darcy denklemine uygulanacak hidrolik eğim değerlerini vermektedir. Diyagramın tepesinde yatay ölçekte görülen değerler için referans düzlemi keyfî olarak yer yüzeyinden 125 cm aşağıda seçilmiştir.

Şekil 6.14'de daha önce Şekil 6.13'de sabit yağış durumunda verilen yer yüzeyindeki zamana bağlı süzülme hızı görülmektedir. Rubin ve Steinhardt (1963) tarafından da hesaplandığı gibi, süzülme hızı zemin yüzeyde doygun olana kadar yağış hızına eşittir (ve 10 cm derinliğindeki birikinti oluşmuştur); sonra, K_0'a eşit bir değere doğru asimtotik olarak azalır. Erken evrede zeminin gözenekleri su ile dolarken su içerikleri, basınç yükleri ve hidrolik yükler zamana bağlı olarak artmakta ve aşağı doğru olan hidrolik eğim ise azalmaktadır. Bu azalım, artan basınç yüklerinin tesiriyle oluşan hidrolik iletkenlik değerindeki artış ile dengelenir. Süzülme hızındaki azalım, zemindeki eğimlerin ve iletkenliklerin kombinasyonunun yağış ile sağlanan suyu daha fazla alamayacağı zamana karşılık gelen noktada oluşur. Yer tarafından adsorplanmayan süzülme suyu veya 10 cm derinlikteki birikme suyundan fazlası, yüzeysel akış durumuna geçer.



Şekil 6.14 Şekil 6.13'de gösterilen durum için zamana bağlı süzülme hızı ve yüzeysel akış (Freeze, 1974'den).

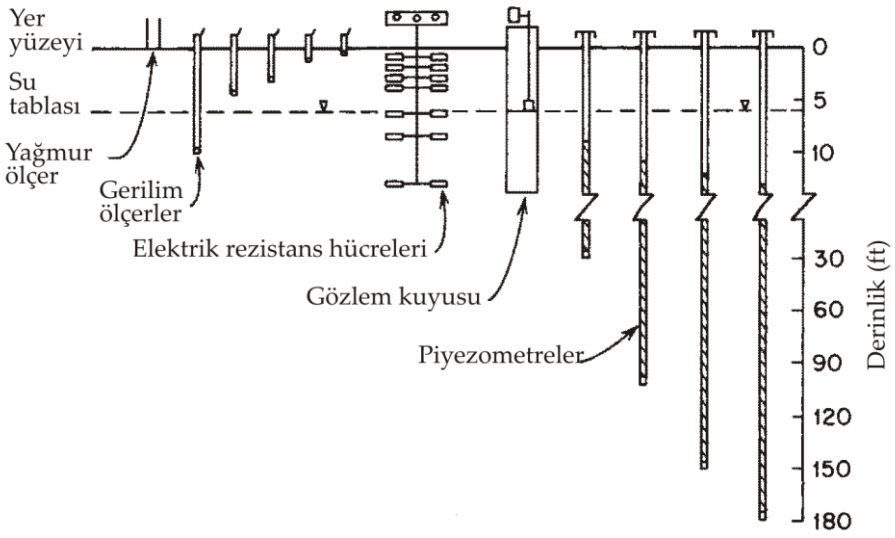
Benzer bir yaklaşım, yüzeydeki buharlaşmayı (*R* negatif) veya derindeki boşalımı (*Q* negatif) uyarlamada veya yağış olayları arasında oluşan yeniden dağılım paternlerini analiz etmede kullanılabilir.

Belirli bir girdi değeri ile beraber başlangıç şartları ve zemin türünün yeraltı suyu beslenmesine neden olup olmayacağı sorusu, aslında bu şartlar grubunun su tablasında bir yükselme ile sonuçlanıp sonuçlanmayacağı sorusudur. Bu yükselim beslenme hızının devamlı surette baskın olduğu bir takviye kaynağıdır. Şu şartlarda su tablasının yükselme imkanı daha büyüktür: (1) kısa süreli yüksek şiddetli yağış yerine uzun süreli düşük şiddetli yağış, (2) derinden ziyade sığ su tablası durumu, (3) yüksek beslenme hızı yerine yeraltı suyunun düşük beslenme hızı, (4) kuru şartlar yerine daha

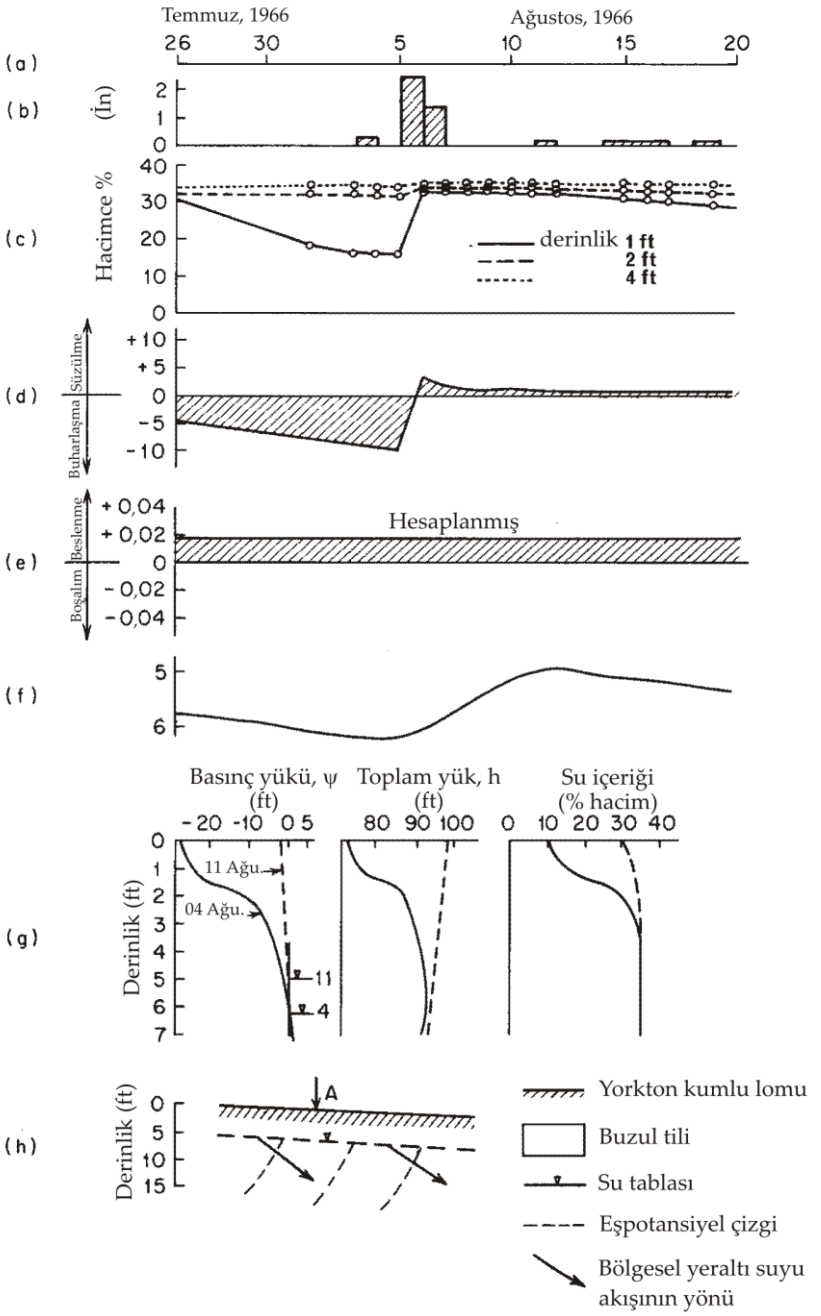
önce su içeriğinin mevcut olduğu durum, (5) zeminlerin karakteristik eğrilerinin basınç yükü değerlerinin oldukça geniş bir aralığında yüksek iletkenlik, düşük özgül nem kapasitesi veya yüksek su içeriği göstermesi.

Arazi Ölçümleri

Bazı hidrojeolojik ortamlarda su tablasına beslenme ile sağlanan süzülme zaman ve mekan bakımından izole olmuştur. Böyle durumlarda beslenmeyle sonuçlanan hidrolojik olaylar en iyi şekilde arazi ölçümleriyle teşhis edilirler. Geçmişte bu işlem çoğu zaman su tablasındaki değişimleri kaydeden gözlem kuyusu hidrograflarına dayalı olarak yapılmıştır. Ancak, Altbölüm 6.8'de işaret edildiği gibi, su tablasında alçalıp yükselmelere neden olabilecek çok değişik olaylar vardır ve bunların hepsi de gerçek yeraltı suyu beslenmesini temsil etmez. En emniyetli yol gözlem kuyusu kayıtlarını su tablasının hem altındaki hem de üstündeki hidrolik yük ölçümleri ile desteklemektir. Şekil 6.15'de bu anlamda tasarlanmış bir grup arazi ölçüm cihazı görülmektedir. Şekil 6.16'da ortadoğu Saskatchewan'da ekipmanla donatılmış bir sahada kuru bir mevsimde belirgin tek sağanak yağış döneminde kaydedilmiş zemin suyu ve su tablası tepkisi görülmektedir. Su tablasındaki yükselim yukarıdan doğrudan süzülmenin bir sonucudur.



Şekil 6.15 Yeraltı suyu beslenme süreçlerinin incelenmesinde arazide kullanılan cihazlar (Freeze ve Banner, 1970'den).



Şekil 6.16 Şiddetli bir yaz mevsimi yağmur fırtınasından süzülme ile oluşan su tablası yükselimi. (a) Tarih; (b) yağış; (c) zemin nem içeriği; (d) doygun olmayan kuşakta düşey hidrolik eğim; (e) doygun kuşakta düşey hidrolik eğim; (f) su tablasına olan derinlik; (g) basınç yükü, toplam yük ve nem içeriği profilleri; (h) bölgesel hidrojeolojik istif (Freeze ve Banner, 1970'den).

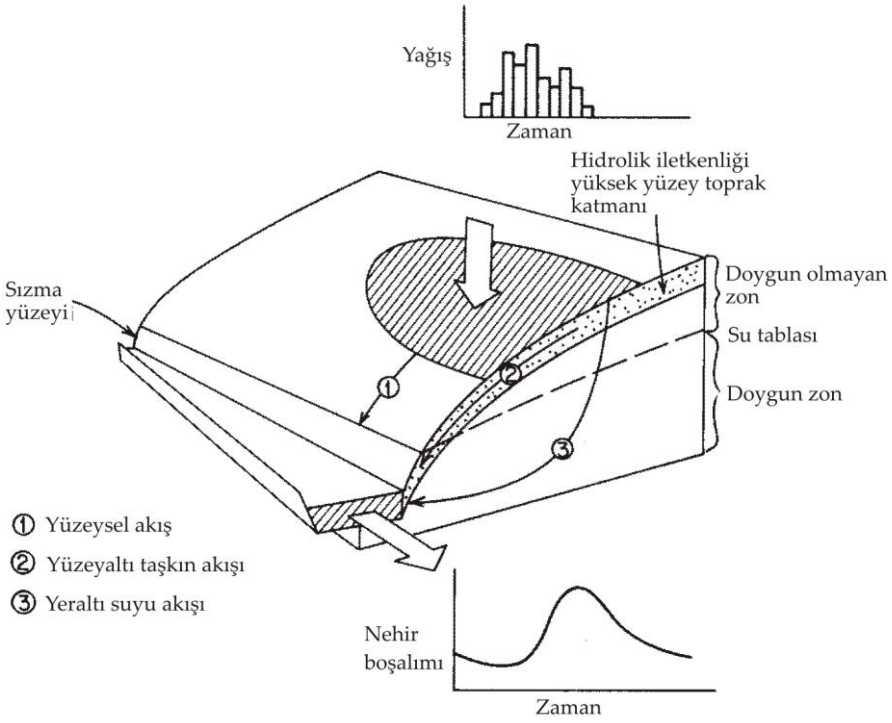
Hemen yakındaki başka bir sahada, doygun hidrolik iletkenlik Şekil 6.16'da gösterilen sahadakinden çok daha yüksek olduğu halde, aynı yağış su tablasına süzülme ile sonuçlanmamıştır. İkinci sahadaki kumlu zemin için karakteristik eğriler derin su tablasının oluşumunu ve yüzeye yakın yerde kuru zemin nemi şartlarının gelişimini sağlamıştır. Freeze ve Banner (1970) tarafından işaret edildiği gibi, bir zeminin süzülme ve beslenme özelliklerinin sadece zeminin doygun hidrolik iletkenliği ve dokusal sınıflamasından oluşan bilgilere dayalı olarak hesaplanması çoğu zaman yanıltıcı olabilir. Bir kum veya çakıl düzlüğü önce su tablası derinliğini ve zeminin doygun olmayan fonksiyonel ilişkisinin karakterini belirlemeden etkin bir beslenme alanı olarak haritalanmamalıdır. Benzer arazi zeminlerinin hidrolojik özellikleri arasındaki küçük farklılıklar, bunların aynı hidrolojik olaya verdiği tepkideki büyük farklılıkları açıklayabilir.

Süzülme ve yeraltı suyu beslenme mekanizmaları her zaman bir boyutlu değildir. Dağlık arazide yeraltı suyu beslenme alanının bazı kesimleri hiçbir zaman su tablasına doğrudan süzülme almayabilir. Bunun yerine, süzülme sadece taşkın zamanlarında veya kar erime dönemlerinde geçici gölcüklerin oluştuğu depresyonlarda yoğunlaşabilir. Lissey (1968) bu tür beslenmeyi *depresyon odaklı* beslenme olarak tanımlamıştır. Böyle şartlarda su tablası havza ölçeğinde yükselmeye devam edecektir. Yükselim, beslenme noktaları altındaki düşey süzülmeye ve bunun arkasından, bu noktalar arasında gelişen su tablası çöküntü alanlarına doğru gelişen yatay akışa bağlıdır. Yeraltı suyu ile gölcükler arasındaki etkileşim üzerindeki tartışmalara Altbölüm 6.7'de devam edilecektir.

6.5 Yamaç Hidrolojisi ve Dere Akışının Oluşması

Yağış ile sellenme arasındaki ilişki hidrolojinin çekirdeğini oluşturur. Bilimsel bakış açısından, yağıştan sellenmenin *tahmin edilmesi* için daha iyi tekniklere ihtiyaç vardır. Çok iyi bildiğimiz bir konu, büyük nehirlerin daha küçük kollar tarafından beslenmesi ve bu küçük kollardan oluşan nehirler ağının arazi yüzeyinin en büyük kesimini drene etmesidir. Bu nedenle, yağmur olayları esnasında ve arasında memba tarafındaki drenaj havzalarında küçük dere kanallarına suyun hareket etme şekilleri üzerinde duracağız.

Suyun dereye ulaştığı yollar iklim, jeoloji, topoğrafya, zemin, bitki örtüsü ve arazi kullanımı gibi şartlar tarafından kontrol edilmektedir. Dünyanın değişik yerlerinde, hatta aynı su havzasının değişik kesimlerinde nehir akışını farklı süreçler oluşturabilir veya değişik süreçlerin göreceli önemi farklı olabilir. Ancak, gerçekte nehirleri besleyen üç ana süreç olduğu belirlenmiştir. Şekil 6.17'de görsel olarak ifade edildiği gibi; bunlar, *yüzeysel akış*, *yüzeyaltı taşkın akışı* (veya ara akış; "subsurface stormflow" karşılığı olarak öneren: Doç. Dr. Mehmet Ekmekçi) ve *yeraltı suyu akışıdır*. Bu üç mekanizmanın herhangi biri tarafından oluşturulan sellenmeyi anlamak için yeraltı akış rejiminin karakterini incelemek gerekir.



Şekil 6.17 Yağışın küçük bir nehir koluna ait su havzasındaki dağ yamacından nehir kanalına geçiş mekanizmaları (Freeze, 1974'den).

Kurak dönem sellenmesini bir nehire vermede bölgesel yeraltı suyu akış sisteminin rolü Altbölümler 6.2 ve 6.3'de ele alınmıştı. Taşkınlar sırasında bazen sellenmeye katkıda bulunsa da, kurak dönem sellenmesinin birincil rolü yağmur ile kar erime olayları arasındaki düşük akış dönemlerinde nehirleri beslemesidir. Bu altbölümde ilgimizi daha çok yüzeysel akış ve yüzeyaltı taşkın akışı üzerinde yoğunlaştıracağız.

Yüzeysel akış

Nehir akışı oluşumunun yüzeysel akış tarafından sağlanmasına dair klasik kavram Horton (1933)'a aittir. Yüzeysel akışın bir su havzasında doygun olmayan yeraltı zeminlerinin süzülme rejimine bağlı olduğu daha önceki altbölümde belirtilmişti. Bununla ilgili kavramlar Şekil 6.14'de özetlenmiştir.

İlk olarak Horton'un teorisinde ifade edildiği gibi, çoğu yağış olayları süzülme kapasitelerini aşar ve yüzeysel akış sıkça ve alansal olarak geniş bir kesimde gelişir. Daha sonraki araştırmacılar, bir su havzasının yer yüzeyindeki zemin türündeki büyük heterojenlikler ile yağışın gerek zamanda ve gerekse mekandaki düzensiz paternlerinin arazi yüzeyinde çok karmaşık hidrolojik tepkilerin doğmasına neden olduğunu teşhis etmişlerdir. Bu durumdan hareketle *kısmî alan katkısı kavramı* geliştirilmiştir (Betson,

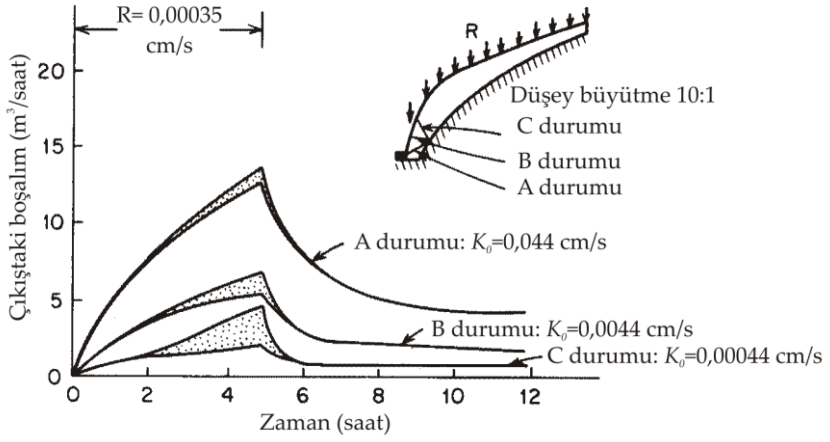
1964; Ragan, 1968). Burada, su havzasının bazı kesimleri nehirlere düzenli bir yüzeysel akış sağlarken, bazıları çok az veya hiç sağlamamaktadır. Yakın geçmişteki arazi çalışmalarından elde edilen sonuçlara göre yüzeysel akış, özellikle ılıman ve bitki örtüsüyle kaplı havzalarda olmak üzere, zamanda ve mekanda nadir olarak gelişmektedir. Çoğu yüzeysel akış hidrografları havza alanının en çok %10; hatta %1-3 gibi küçük kısımlarını oluşturan su havzalarından türemektedir. Hatta bu kısıtlı alanlarda yağışın sadece %10-30'u yüzeysel akışa neden olmaktadır.

Freeze (1972b) süzülme teorisi üzerine ve yüzeysel akış oluşumlarının azlığını açıklamada Rubin ve Steinhardt (1963)'ın su birikmesi kriteri üzerine kendine özgü bir iddia ortaya atmıştır.

Yüzeyaltı Taşkın Akışı

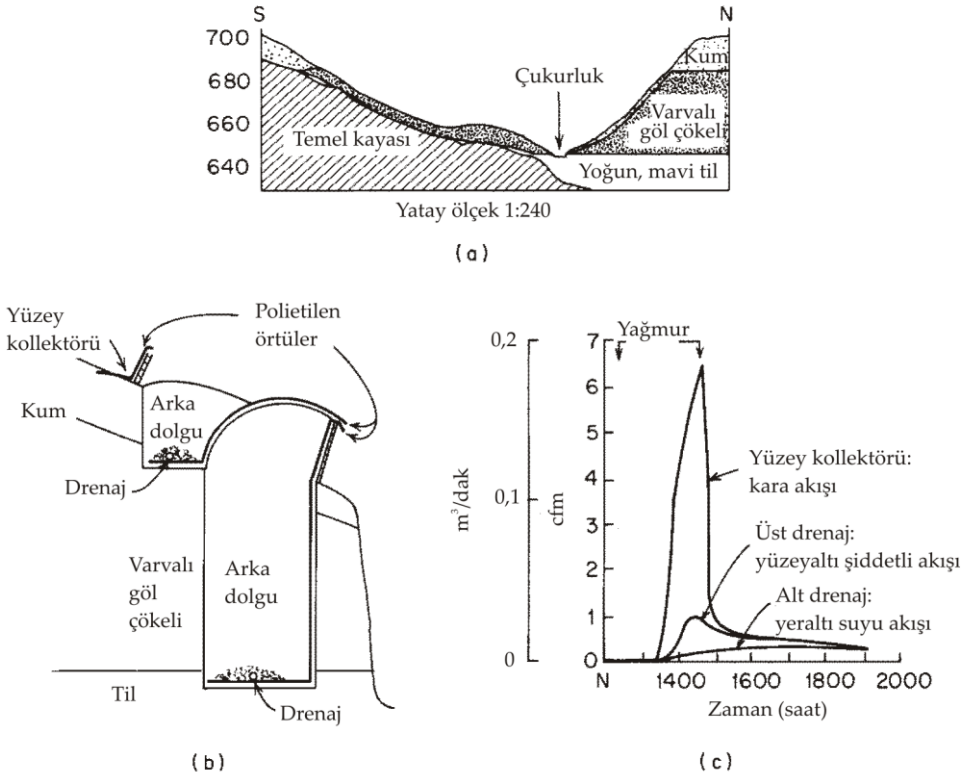
Yüzey sellenmesi oluşumunun açıklanmasında en çok kullanılan ikinci kavram sellenmenin ana kaynağı olarak görülen yüzeyaltı taşkın akışını ön plana çıkarmaktadır. Hewlett ve Hibbert (1963) böyle akışların deneysel olarak mümkün olup olmadığını göstermiş ve Whipkey (1965) ile Hewlett ve Hibbert (1967) de arazide yeraltı kaynaklarından nehirlere olan yanal karışmaları ölçmüşlerdir. Bunun için en önemli şart yüzeyde yüksek geçirgenlikli sığ bir zemin horizonunun bulunmasıdır. Toprak horizonu A veya tarımsal olarak drene edilmiş toprak ya da ormandaki yüzey birikintisi gibi yüzey katmanları buna verilebilecek örneklerdir.

İki boyutlu, dağ yamacı enine kesitindeki dengesiz, doygun-doygun olmayan yeraltı akışının matematiksel model ile benzetişimine dayalı olarak Freeze (1972b) bir sonuca varmıştır. Buna göre, yüzeyaltı taşkın akışı sadece derince oyulmuş kanalları besleyen dışbükey dağ yamaçlarında nicel olarak önemli sellenme bileşeni olabilir. Sonra, sadece dağ yamacındaki zeminlerin geçirgenliğinin mümkün olan aralığın en



Şekil 6.18 Nehrin ince ve yüksek geçirgenliğe sahip dışbükey bir yamaç tarafından beslendiği kuramsal bir havza yukarısı kaynak alanının çıkışındaki akarsu hidrografının sayısal benzetişim ile belirlenmiş şekli (Freeze, 1974'den).

büyük değerinde iken gelişir. Şekil 6.18'deki küçük dağ yamacı enine kesitinde üç uyarlanmış hidrograf görülmektedir. Üç durumdan her birinde dağ yamacı zemininin doygun hidrolik iletkenliği (K_o) logaritmik olarak şiddette bir derece farklıdır. Nokta ile taralı alanların altındaki çizgi yeraltı şiddetli akış katkısını temsil eder. Her durumda dağ yamacındaki doygun-doygun olmayan sürecin bir sonucu, vadi yakınında su tablasının yükselmesidir (yandaki şekilde t=5 saat için ifade edilmiştir). Su tablalarının yükselmesiyle nehir banklarında oluşan doygun bataklık alanına doğrudan düşen yağıştan oluşan yüzeysel akış, hidrograflarda nokta taramalı alanlar şeklinde gösterilmiştir. Sadece *A* ve *B* eğrileri yüzeyaltı taşkın akışının kuvvetli akış hidrografının baskınlığını göstermektedir. Bu eğriler için K_o değerleri kaydedilmiş arazi ölçümlerinin en üst aralığındadır. İçbükey yamaçlarda doygun vadi bataklık alanları daha çabuk genişler ve bu alanlardaki doğrudan yağıştan yüzeysel akış dağ yamacı zeminlerinin çok geçirgen olduğu yerlerde bile genellikle yüzeyaltı taşkın akışının üzerindedir.



Şekil 6.19 Vermont'da Sleepers Nehri deneysel su havzası. (a) Yamaçtan geçen jeolojik enine kesit; (b) yakalama hendeğinin enine kesiti; (c) örnek bir yağmur fırtınasından sonra oluşan akışın birleşik hidrografı (Dunne ve Black, 1970a'dan).

Vermont'da Sleepers Nehri deneysel su havzasında (Şekil 6.19) Dunne ve Black (1970a, b) yüzey ve yeraltı ekipmanlarının entegre bir takımıyla çalışarak ve bir de hendek kazmak suretiyle [Şekil 6.19(b)] dağ yamacından dereye olan üç bileşen şeklindeki dışarı akışın her birinin hidrografını aynı anda ölçebilmişlerdir. Şekil 6.19(c)'deki örnek, Sleepers Nehri su havzasındaki ölçümlerin tekrarlanan özelliği olan yüzeysel akışın üstünlüğünü göstermektedir. Yedek ekipmanlar, Şekil 6.18'deki *C* durumunda olduğu gibi, katkı sağlayan alanların, nehir kanalına bitişik su tablasının yükselmesiyle oluşan topoğrafik olarak alçak bataklıklar ile sınırlı olduğunu göstermiştir.

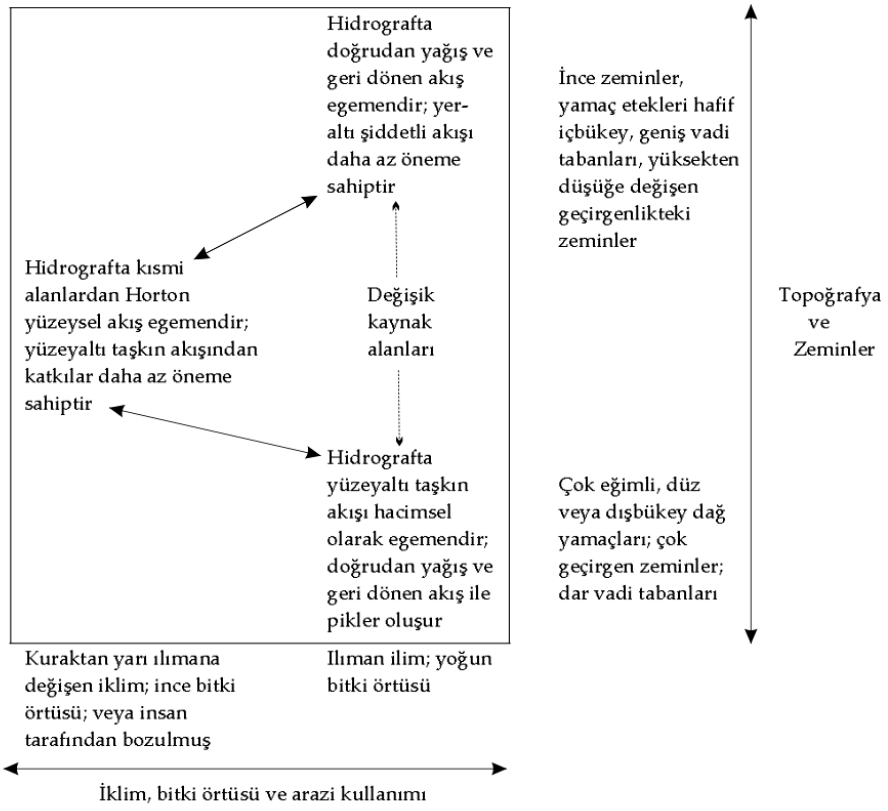
Sleepers Nehri su havzasında ortaya çıkarılan nehir akışı oluşturma mekanizmalarının bir özelliğinden, ılıman iklimlerdeki diğer pekçok su havzasında geniş bir şekilde bahsedilmiştir (Hewlett ve Nutter, 1970). Burada, yeraltı akış sisteminin tesiri altında gelişen şiddetli akışları takiben bataklıkların genişleme ve daralmalarından bahsedeceğiz. Katkıda bulunan alanların boyutunun zamana bağlı değişimi çoğu zaman *değişken kaynak alanı kavramı* olarak tanımlanır. *Kısmî alan kavramından* iki şekilde ayrılır: Birinci olarak, değişken alanlar genişleyip daralabilirken, kısmî alanların lokasyon itibariyle az veya çok sabit olduğu düşünülür. İkinci olarak, kısmî alanlar nehirleri Horton yasasına göre besler; yani, değişken alanlar yüzey doygunluğunun *aşağıdan* oluşumuyla meydana gelirken, Horton yüzeysel akışı, zeminlerin doygunluğuna bağlı olarak yüzeyde biriken sudan *yukarıdan* oluşur. Sleepers Nehri su havzasında değişik kaynak alanlarından nehirlere ulaşan yüzeysel akışın büyük çoğunluğu bataklıklar üzerindeki doğrudan yağıştan türemiştir. Ormanla kaplı bataklıkların çoğunda (Hewlett ve Nutter, 1970) değişken kaynak alanlarından türeyen suların önemli bir bölümü nehirlere yüzeyaltı taşkın akışı vasıtasıyla erişmektedir. Tablo 6.1'de değişik şiddetli sellenme süreçlerinin bunların majör kontrolleri ile ilişkisi özet olarak verilmiştir.

Yakın geçmişte fiziksel olarak yüzey ve yeraltı akışını eşleyen hidrolojik tahmin modellerine dayalı gelişmelerde hızlı bir büyüme olmuştur. Smith ve Woolhise (1971) süzülen bir dağ yamacında yüzeysel akışı uyarlayan bir model ortaya koymuş ve Freeze (1972a) de doygun-doygun olmayan akışı ve nehir akışını eşleyen bir model geliştirmiştir. Stephenson ve Freeze (1974) Idaho'da Reynolds Deresi deneysel su havzasında memba kesiminde küçük bir kar erimesi kaynak alanındaki bir arazi çalışmasında tamamlayıcı bir model olarak yukarıdaki modellerden ikincisini kullanmışlardır.

Kimyasal ve İzotopik Belirteçler

Taşkın sellenmesi sırasında nehir akışı oluşum süreçlerinin incelemesinde üç yaklaşım vardır: (1) akım ölçerler, yağmur ölçerler, gözlem kuyuları ve tensiyometre gibi cihazları kullanarak hidrolojik izleme, (2) matematiksel benzetişimler, ve (3) çözünmüş bileşenler ile ^{2}H, ^{3}H ve ^{18}O gibi çevresel izotopları gözleme. İlk iki yöntemden elde edilen bilgi yukarıdaki tartışma için gerekli temeli sağlamıştır. Şimdi de hidrokimyasal ve izotop yaklaşımı üzerinde duracağız.

Tablo 6.1 Değişik taşkın sellenme süreçlerinin oluşumu ve bunların ana kontrollerinin şematik gösterimi.



Kaynak: Dunne, 1978.

Belirli bir zamanda nehirde belirli bir örnekleme noktasında nehir akışındaki çözünmüş bileşenlerin kimyasal kütle-denge denklemi,

$$CQ=C_pQ_p + C_oQ_o + C_sQ_s + C_gQ_g \tag{6-11}$$

olarak ifade edilebilir. Burada, C: Cl^-, SO_4^{-2}, veya HCO_3^- gibi bileşenin nehir suyundaki konsantrasyonu, Q: nehrin debisidir [L^3/T]. Q_p, Q_o, Q_s ve Q_g sırayla nehir suyuna katkı sağlayan nehir üzerine doğrudan yağış, yüzeysel akış, yüzeyaltı taşkın akışı ve yeraltı suyu akışını temsil eder. C_p, C_o, C_s ve C_g de bu nehir akışı bileşenlerinin kimyasal içerikleridir. Nehir akışı için aynı lokasyondaki kütle-denge eşitliği şöyledir:

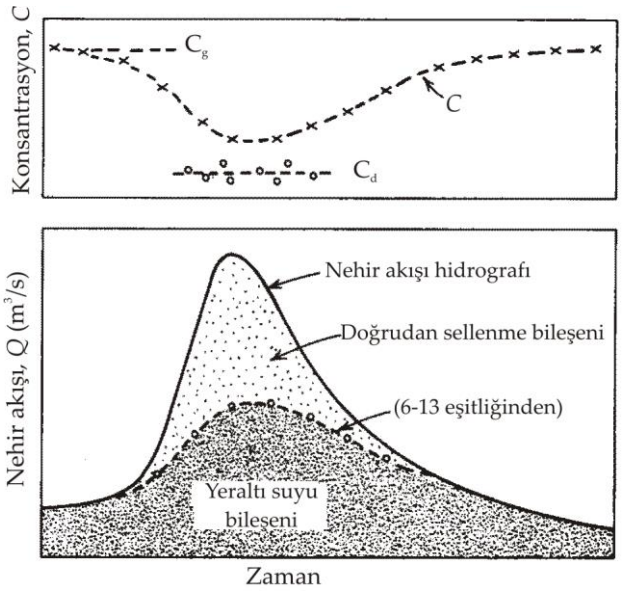
$$Q=Q_p+Q_o+Q_s+Q_g \tag{6-12}$$

Q'nun değerleri nehir akışından ölçümle bulunur. C ise nehirde Q ölçümü yapılan noktadan alınan örneklerin kimyasal analizinden bulunur. Q_p yukarı havzalardaki dar derelerde Q'ya kıyasla ihmal edilebilir ölçüde küçüktür. Buradan geriye C_o, C_s, C_g, Q_o,

Q_s ve Q_g şeklinde altı bilinmeyenli iki denklem kalır. Bu noktada pragmatik bir yaklaşım Q_o ve Q_s'yi doğrudan sellenme olarak bilinen bileşen (Q_d) ile beraber toplamaktır. Buradaki Q_d yüzeyden çabukça nehire veya zemin içinden nehire karışan yağmur bileşenini temsil eder. C_d sellenme suyunun temsilci konsantrasyonu olarak tanımlanır. Bu terimleri (6-11) ve (6-12) eşitliklerinde yerine koyduktan sonra iki denklemi birleştirerek,

$$Q_g = Q\left(\frac{C - C_d}{C_g - C_d}\right) \tag{6-13}$$

elde edilir. C_g'nin değerleri normalde nehir yakınındaki sığ kuyulardan veya piyezometrelerden alınan örneklerden bulunur veya taşkından önce ya da sonra nehir kurak dönem sellenmesinden örneklemeyle bulunur. Nehir, kurak dönem sellenmesi dönemlerinde sadece sığ yeraltı suyu ile besleniyorsa, ikinci yöntem daha uygundur. C_d'nin değerleri taşkın sellenme döneminde yüzey drenajından örnekleme ile veya nehir yakınındaki zemin zonu sızmasından elde edilir. Bu örneklerin analiz sonuçlarının zamanda ve mekanda çok fazla bir değişim göstermemesi halinde temsilci veya ortalama konsantrasyonun tercih edilmesi aşırı derecede sübjektif olmaz. Sedimenter arazide yeraltı suyunun büyük derinlikleri dolaşması ve kalış zamanının da uzun olmasından dolayı C_d genellikle C_g'den küçüktür. C_d ve C_g değerlerinin nehir suyu parametreleri C ve Q ile beraber (6-13) eşitliğindeki yerine konmasıyla nehir akışının yeraltı suyu bileşeni olan Q_g değeri bulunur. Taşkın sellenme dönemlerinde



Şekil 6.20 Hidrokimyasal yöntemi kullanarak, nehir akışı hidrografının ayrılması.

değişik zamanlarda C ve Q'nun ölçülmesi halinde Q_g'nin değişimi Şekil 6.20'de şematik olarak gösterilen şekilde hesaplanabilir.

Pinder ve Jones (1969) Nova Scotia'daki sedimenter arazide küçük memba su havzalarında taşkın sellenmesi bileşenlerini inceleyen çalışmalarında Na^{+2}, Ca^{+2}, Mg^{+2}, Cl^{-}, SO_4^{-2} ve HCO_3^{-} değişimlerini kullanmışlardır. Manitoba'daki benzer bir incelemede Newbury vd. (1969) alandaki yeraltı suyu bileşenlerinin teşhis edilmesinde SO_4^{-2} ve elektriksel iletkenliğin en iyi belirteçler olduğunu bulmuşlardır. Bunlarda ve hidrokimyasal yöntemi kullanan diğer birçok araştırmada çoğu zaman maksimum sellenme esnasında nehir akışının yeraltı suyundan türeyen bileşeninin önemli miktarda olabileceği şeklinde genel bir sonuç elde edilmiştir. Meselâ, Pinder ve Jones %32-42 aralığında değerler kaydetmişlerdir.

Hidrokimyasal yöntemin önemli sınırlamalarından biri, sığ yeraltı suyunu ve doğrudan sellenmeyi temsil etmede kullanılan kimyasal konsantrasyonların taşkın esnasında nehire gerçek anlamda katkı sağlayan suyu yeteri kadar temsil etmeyebilen toplam parametrelerdir. Nehir yakınlarındaki kuyulardan elde edilen sığ yeraltı suyunun kimyası, alansal olarak genellikle çok değişkendir. Doğrudan sellenme ara sıra meydana gelen türden ve zaman ile mekanda konsantrasyon bakımından büyük değişim gösteren bir büyüklüktür.

Hidrokimyasal yönteme özgü bazı belirsizliklerden kaçınmak için, taşkın sellenmesi dönemlerinde nehir akışının yeraltı suyu bileşeninin belirteçleri olarak doğal yollarla oluşan ^{18}O, ^{2}H ve ^{3}H kullanılabilir. Fritz vd. (1976) ^{18}O'i kullanmışlar ve bunun konsantrasyonunun sığ yeraltı suyunda ve kurak dönem sellenmesinde genellikle çok üniform olduğunu belirtmişlerdir. Belirli bir lokasyondaki yağışta ^{18}O'in ortalama yıllık değerleri çok az değişim gösterse de, bir taşkından diğer yağmur fırtınasına, hatta münferit bir yağış olayı esnasında bile yağmurun ^{18}O bileşeni önemli ölçüde değişebilmektedir. ^{18}O yöntemi, yağmurun ^{18}O bileşeninin nispeten sabit ve yeraltı suyundakinden veya kurak dönem sellenmesindekinden çok farklı olduğu yağış olayı için elverişli bir yöntemdir. Bu durumda yağmurun ^{18}O'i, taşkın esnasında havzaya düşen yağmur suyunun tanısal bir izleyicisidir. (6-13) eşitliğinde kullanılan kütle-denge düşüncelerinden hareketle aşağıdaki ilişki elde edilir:

$$Q_g = Q_w \left(\frac{\delta^{18}O_w - \delta^{18}O_R}{\delta^{18}O_g - \delta^{18}O_R} \right) \tag{6-14}$$

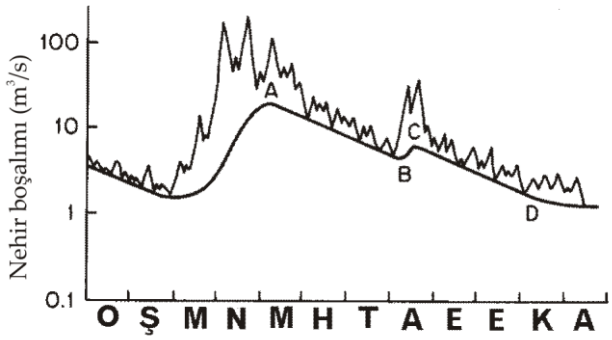
Burada, $\delta^{18}O$: SMOW standardına göre (Altbölüm 3.8) binde ^{18}O içeriğine karşılık gelir ve w, g ile R altsimgeleri de yağıştan türeyen nehir suyu, sığ yeraltı suyu ve sellenme suyunu ifade eder (Q_w=Q_g+Q_R). Bu ilişki, yağmurdan türeyen bileşenin yağış olayından önce yeraltı suyu kuşağında depolanmış olan su ile temsil edilen nehir akışı bileşenini ayırt eder. Fritz vd. (1976), Sklash vd. (1976) ve Sklash (1978) değişik birçok hidrojeolojik şartlar altında küçük memba su havzalarında nehir akışı oluşumu çalışmalarında bu yöntemi uygulamışlardır. Nehir akışının yeraltı suyu bileşeninin maksimum sellenme dönemlerinde bile önemli miktarda olduğunu; kimi zaman da bu hızın toplam nehir akışının yarısı ile üçte ikisine kadar çıktığını ortaya koymuşlardır.

Hidrokimyasal ve izotop yaklaşımlarıyla öne sürülen nehir akışı oluşum mekanizmaları ile hidrometrik ölçümler arasındaki belirgin çelişkilerin çözülebilmesi için daha ileri düzeyde araştırma yapmak gerekmektedir.

6.6 Kurak Dönem Sellenmesi Boşalımı ve Seki Depolaması

Buraya kadar yapılan açıklamalardan nehir akışı hidrograflarının su havzalarından iki farklı türde katkıyı yansıttığı açık bir şekilde anlaşılmaktadır. Yüzeysel akış, yüzeyaltı taşkın akışı ve bazen de yeraltı suyu akışı ile nehire verilen pikler, kanallara komşu dağ yamaçlarındaki yeraltı akış sisteminde kısa dönemde meydana gelen değişikliklere hızlı tepkinin bir sonucudur. Derin yeraltı suyu ile nehire verilen kurak dönem sellenmesi bölgesel yeraltı suyu akış sistemlerindeki uzun vadeli yavaş tepkinin bir sonucudur.

Bu iki bileşenin kimyasal verilere başvurmadan sadece hidrografın doğrudan incelenmesine dayalı olarak ayırt edilebilip edilemeyeceği konusu akla gelebilecek doğal bir sorudur. Yüzey suyu hidrologları geliştirilmiş nehir akışı tahmin modelleri vasıtasıyla *hidrograf ayırımı* geliştirilmesi konusunda önemli çabalar sarf etmişlerdir. Yeraltı suyu hidrologları daha çok bir ayırımın su havzasındaki yeraltı suyu rejiminin karakterini yaklaşık olarak verebilen dolaylı bir kanıt oluşu üzerinde durmaktadırlar. Bu yaklaşımın verdiği sonuçların niteliksiz olduğu söylenemez fakat, elde edilen asıl başarı *kurak dönem sellenmesi boşalım eğrisine* dayalı olarak elde edilmiştir.



Şekil 6.21 Kuramsal bir nehir hidrografının kurak dönem sellenmesi boşalım eğrisi.

Şekil 6.21'de görülen nehir hidrografını göz önüne alalım. Akım, yıl boyunca 1 m^3/s ile 100 m^3/s'den daha büyük değerler aralığında değişmektedir. Pürüzsüz çizgi kurak dönem sellenmesi eğrisidir. Bu çizgi üzerindeki çok girintili çıkıntılı çizgi taşkın sellenmesi katkılarının hızlı tepkilerini temsil etmektedir. Nehir debisinin Şekil 6.21'deki gibi logaritmik ölçekli grafiğe aktarılması halinde kurak dönem sellenmesi eğrisinin boşalım kısmı genellikle düz bir çizgi şeklini alır veya *AB* ve *CD* gibi bir dizi düz çizgi şeklinde olur. Yarı logaritmik bir grafikte düz çizgi inişini tanımlayan denklem,

$$Q=Q_o\, e^{-\alpha t} \qquad (6\text{-}15)$$

olup, bağıntıda Q_o: t=0 zamanındaki kurak dönem sellenmesi ve Q: daha sonraki bir t zamanındaki kurak dönem sellenmesidir.

Bu eşitliğin genel anlamdaki geçerliliği teorik temellere dayalı olarak teyid edilebilir. İlk olarak Boussinesq (1904) tarafından gösterildiği gibi, serbest bir akiferde Dupuit-Forchheimer varsayımları altında (Altbölüm 5.5) nehire doğru serbest yüzey akışını temsil eden sınır değeri probleminin çözülmek istenmesi halinde, sistemden dışarı doğru olan akışın analitik ifadesi (6-15) eşitliğindeki gibi olur. Singh (1969) bu tür bir sınır değeri probleminin analitik sonuçlarına dayalı olarak teorik kurak dönem sellenmesi eğrileri geliştirmiştir. Hall (1968) kurak dönem sellenmesi boşalımının tarihsel gelişimini kapsamlı bir şekilde incelemiştir.

Şekil 6.21'deki kurak dönem sellenmesi hidrografının yükselen kesimi Şekil 6.12 ile ilişkili olarak açıklanan kavramsal çerçeve içine oturmalıdır. Aralarında Farvolden (1963), Meyboom (1961) ve Ineson ve Downing (1964)'in de bulunduğu pekçok araştırmacı su havzalarının hidrojeolojisi ile ilgili olarak yorumsal sonuçlara ulaşabilmek için kurak dönem sellenmesi boşalım eğrilerini kullanmışlardır.

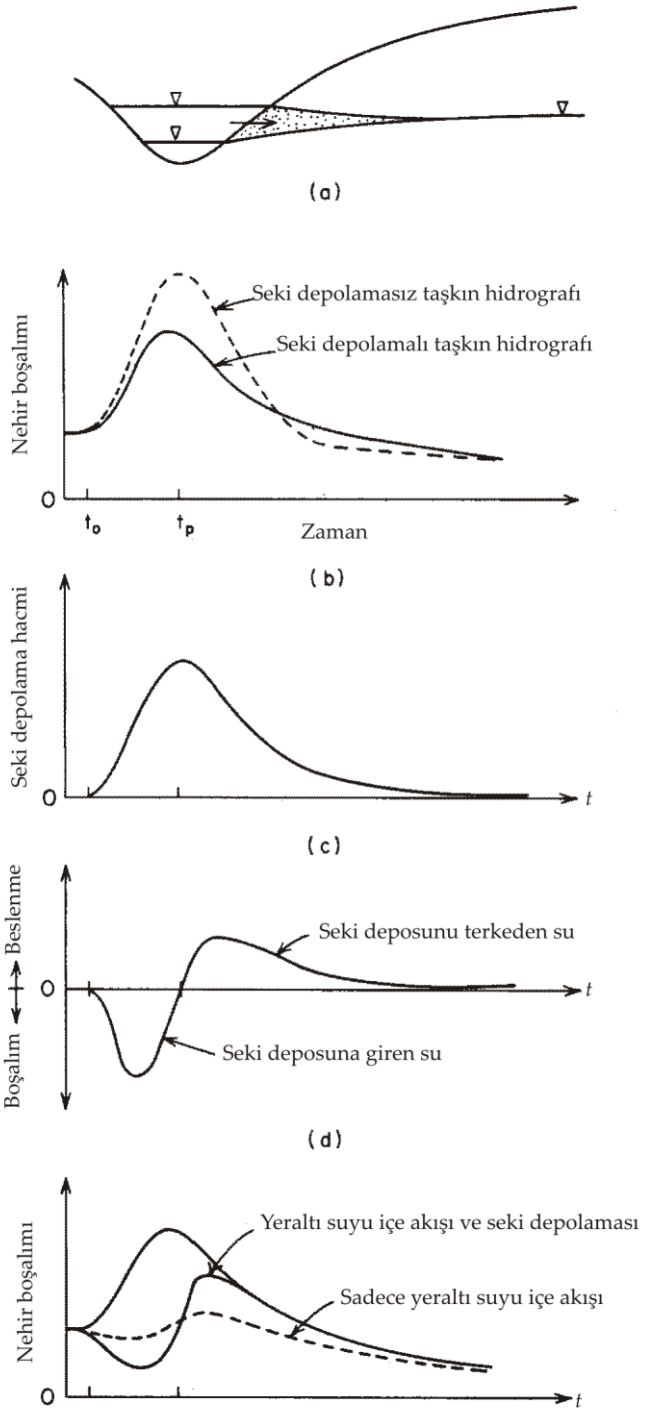
Bir su havzasının yukarı kesimlerinde nehir akışına olan yeraltı katkıları nehirdeki baskın dalgasının oluşturulmasına yardımcı olmaktadır. Havzanın aşağı kesimlerinde *seki depolaması* olarak bilinen yeraltı suyu-nehir akışı türü bir etkileşim çoğu zaman su baskını dalgasının etkisini azaltmaktadır. Şekil 6.22(a)'da görüldüğü gibi, büyük ve devamlı bir nehrin gelen bir baskın dalgasının etkisiyle yükselmesi halinde, akış nehir kenarları içine doğru olabilir. Nehir seviyesi alçalırken akış tersine döner. Şekil 6.22(b), (c) ve (d)'de bu tür nehir kenarı depolamasının nehir hidrografı, nehir kenarı depolama hacmi ve bunlarla ilgili içe akış ile dışarı akış hızları üzerindeki etkileri görülmektedir.

Seki depolama etkileri hidrograf ayırma işleminin yorumlanmasında önemli güçlüklere neden olabilir. Şekil 6.22(e)'deki devamlı çizgi nehir kenarı depolama etkileri de dahil olmak üzere bir nehir kıyısındaki gerçek yeraltı transferini temsil edebilir. Bölgesel sistemden yeraltı suyunun içe akışı (bazen bulunmak istenen miktar bu olabilir) kesikli çizgi ile gösterilmiştir.

Seki depolaması kavramı Todd (1955) tarafından açık bir şekilde anlatılmıştır. Cooper ve Rorabaugh (1963), seviyesi devamlı değişen bir nehire bitişik serbest akiferdeki yeraltı suyunu temsil eden sınır değeri probleminin analitik çözümüne dayalı bir nicel analiz ortaya koymuşlardır. Pinder ve Sauer (1971)'ın sayısal çözümleri, nehir kıyısındaki yeraltı suyu akışını *ve* nehirdeki açık kanal akışının ikisini de temsil eden *çift* sınır değeri problemini göz önüne alarak, nicel analizi bir basamak yukarıya taşımıştır. Bu iki sistem, suyun seki depolamasından içeri veya dışarı geçişini temsil eden içe akış ve dışarı akış terimleriyle eşleşmektedir.

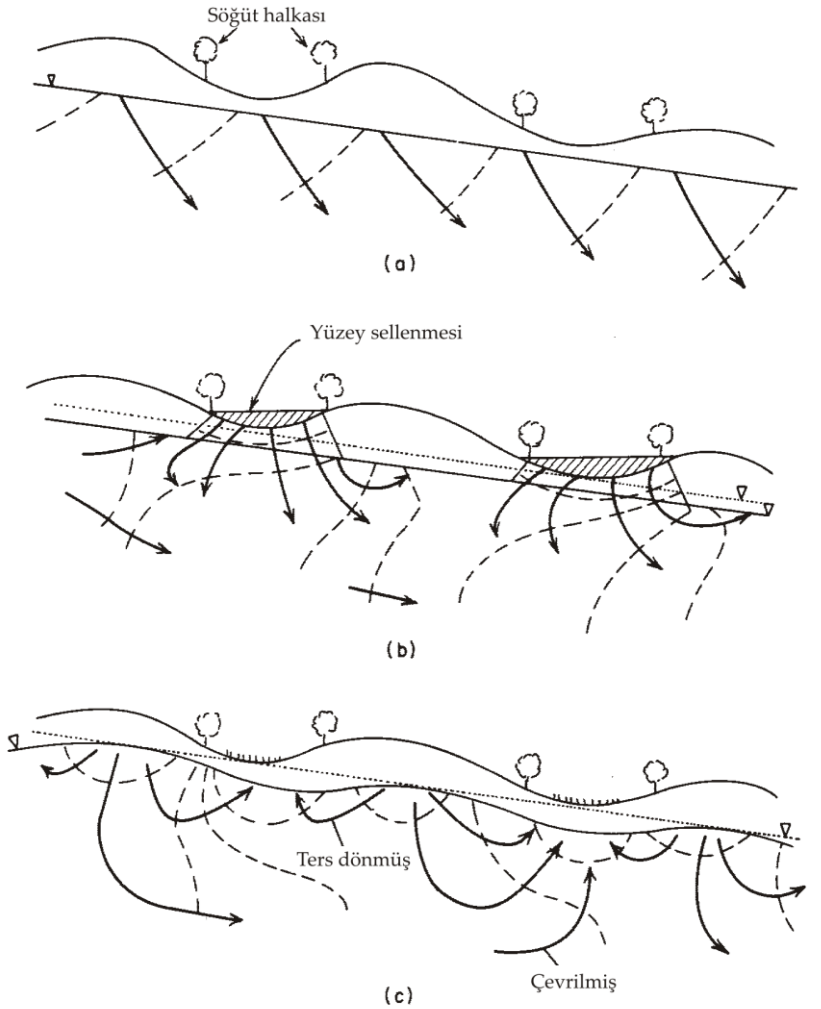
6.7 Yeraltı Suyu – Göl Etkileşimi

Stephenson (1971) bir gölün hidrolojik rejiminin, içinde bulunduğu bölgesel yeraltı suyu akış sisteminden oldukça etkilendiğini ortaya koymuştur. Büyük ve devamlı göller hemen hemen her zaman bölgesel yeraltı suyu sistemlerinin boşalım alanlarını



Şekil 6.22 Seki depolama etkilerine bağlı olarak taşkın dalgasının değişkenmesi.

oluştururlar. Yeraltı suyunun içe akış hızı, Altbölüm 6.1'de açıklanan su havzası topoğrafyası ile hidrojeolojik ortam tarafından kontrol edilir. Su havzalarının yukarı kesimlerindeki küçük ve devamlı göller genellikle yerel akış sistemlerinin boşalım alanlarıdır fakat, böyle göllerin depresyon odaklı beslenme yeri olmasını sağlayan jeolojik yapılar vardır. Dengeli rejimdeki göl ve yeraltı suyu akış sistemlerinin sayısal benzetişimlerine dayalı olarak Winter (1976), su tablası kotlarının gölün çevresinde her noktada göl seviyesinden yüksek olduğu yerlerde, bir beslenme gölünün oluşması için gerekli şartın derinde bir yüksek geçirgenlikli formasyonun varlığı olduğunu göstermiştir. Winter'ın benzetişimleri ayrıca, iki göl arasında bir su tablası tümseği bulunması halinde, bir gölden diğerine yeraltı suyu akışını sonuçlayan çok az jeolojik yapı olduğunu göstermiştir.



Şekil 6.23 Dalgalı yüzeli arazide depresyon odaklı yeraltı suyu beslenmesi (Meyboom, 1966b'den).

Beslenen bir göl, yatağının bir kısmı veya tamamı boyunca su sızdırabilir. Teorik benzetişimlere dayalı olarak McBride ve Pfannkuch (1975), göl genişliğinin gölün üzerinde oturduğu yüksek geçirgenlikli yüzeysel çökellerin kalınlığından büyük olduğu yerlerde, gölün içine veya dışına doğru yeraltı suyu sızmasının kıyılara yakın kesimlerde yoğunlaşma eğiliminde olduğunu göstermiştir. Lee (1977) göl tabanına yerleştirilmiş sızma-ölçerleri kullanarak gerçekleştirdiği arazi çalışmasıyla bu durumu belgelemeye çalışmıştır. Kıyıya yakın kesimlerdeki göl yataklarında oluşan sızmayı izlemek için geliştirilmiş basit ve kullanımı kolay cihazlar Lee ve Cherry (1978) tarafından tanıtılmıştır.

Yeraltı suyu-göl etkileşiminin dengeli rejim analizi çoğu zaman yetersiz kalmaktadır. Meselâ, orta-batı Kuzey Amerika'nın engebeli buzul arazisinde bahar aylarındaki kar erimesinden sellenme yoluyla oluşan geçici gölcükler dengesiz etkileşimlere neden olmaktadır. Meyboom (1966b) kırsaldaki bir çukurluk çevresinde dengesiz yeraltı suyu akışına dair arazi ölçümleri yapmıştır. Şekil 6.23'de Meyboom'un böyle bir ortamda açığa çıkardığı akış şartlarının genelleştirilmiş bir sıralaması görülmektedir. Üstteki diyagramda bir bölgesel sistemin normal güz ve kış şartlarındaki üniform beslenmesi görülmektedir. Ortadaki diyagram geçici gölcükler altındaki yeraltı suyunda oluşan tümsekleri göstermektedir. Üçüncü diyagram ise, gölcüğü halka gibi çevreleyen söğüt ağaçlarının yaz mevsimindeki bitkilerle yüzeysel yeraltı suyu tüketimi etkisi altındaki su tablası röliyefini göstermektedir. Meyboom'un söğüt halkasına dair dikkatli su dengesi çalışması, dengesiz mevsimsel davranışın toplam etkisinin bölgesel yeraltı suyu sistemine net bir beslenme şeklinde olduğunu göstermiştir.

6.8 Yeraltı Su Seviyelerindeki Dalgalanmalar

Piyezometrelerde ve gözlem kuyularında su seviyesi değişimlerinin ölçülmesi çoğu yeraltı suyu çalışmasının önemli bir parçasını oluşturur. Meselâ Altbölüm 6.4'de bir süzülme olayı sırasında ölçülen su tablası hidrografının yeraltı suyu beslenmesi oluşumunun analizinde nasıl kullanılacağını görmüştük. 8. Bölümde su tablasında akifer işletmesinden kaynaklanan uzun vadeli bölgesel düşüşlerin tespit edilmesinin önemini keşfedeceğiz. Su seviyesinin gözlenmesi yapay beslenme analizi (Altbölüm 8.11), seki depolaması (Altbölüm 6.6) ve jeoteknik drenaj (10. Bölüm) ile ilişkili arazi çalışmalarının önemli bir bileşenidir.

Su seviyesi değişimleri, bazen doğal bazen de insan tarafından kaynaklanan çok değişik hidrolojik olaylardan kaynaklanabilir. Çoğu durumda aynı anda birden fazla mekanizma olabilir. Ölçümlerin doğru bir şekilde yorumlanması gerekiyorsa, değişik olayların anlaşılması oldukça önem arz eder. Tablo 6.2'de bu mekanizmaların bir özeti doğal veya beşer etkisiyle olup olmadıklarına, seviye değişimlerinin basınçlı veya serbest akiferde oluştuğuna ve zamansal olarak kısa ömürlü, günlük, mevsimsel veya uzun vadeli oluşlarına göre sınıflanmış şekilde verilmiştir. Ayrıca, bu mekanizmaların bazıları iklimsel etkiler altında gelişirken, bazılarının gelişmediği belirtilmiştir. "Basınçlı" sütun altında tamam işareti ile gösterilmiş olanlar derinlerdeki *hidrolik yükte* değişimlere neden olur ve böyle değişimlerin, ucu sadece akiferde açık

olan gerçek piyezometreler ile ölçülmesi gerektiği unutulmamalıdır. "Serbest" sütununda tamam işareti ile gösterilmiş olanlar yüzeye yakın *su tablası kotunda* değişimlere neden olanlardır. Bu tür değişimler ya bir gerçek piyezometre ile veya tüm uzunluğu boyunca açık olan bir gözlem kuyusu vasıtasıyla ölçülebilir.

Tablo 6.2'de listelenen doğal olayların birkaçı daha önceki altbölümlerde ayrıntılı olarak ele alınmıştı. İnsan kaynaklı olayların çoğu daha sonraki bölümlerde ele alınacaktır. Aşağıdaki paragraflarda dikkatimizi dört çeşit değişime vereceğiz: bir beslenme alanında bitkilerle yüzeysel su tüketiminden kaynaklananlar, yeraltı suyu beslenmesi sırasında hava kapanlanmasından kaynaklananlar, atmosferik basınçtaki

Tablo 6.2 Yeraltı suyu seviyelerinde değişimlere neden olan mekanizmaların özeti.

	Serbest	Basınçlı	Doğal	İnsan kaynaklı	Kısa ömürlü	Günlük	Mevsimsel	Uzun vadeli	İklimsel etki
Yeraltı suyu beslenmesi (su tablasına süzülme)	o		o				o		o
Yeraltı suyu beslenmesi sırasında hava kapanlanması	o		o		o				o
Buharlaşma-terleme ve bitkilerle yüzeysel tüketim	o		o			o			o
Nehir yakınlarında seki depolama etkileri	o		o				o		o
Okyanus yakınlarında gelgit etkileri	o	o	o			o			
Atmosferik basınç etkileri	o	o	o			o			o
Basınçlı akiferlerin dışardan yüklenmesi		o		o	o				
Depremler		√	√		√				
Yeraltı suyu pompajı	o	o		o				o	
Derin kuyu enjeksiyonu		o		o				o	
Yapay besleme; gölcüklerden, lagünlerden ve atık sahalarından süzülme	o			o				o	
Tarımsal sulama ve drenaj	o			o				o	o
Açık maden sahalarının, yamaçların, tünellerin vb'nin jeoteknik drenajı	o			o				o	

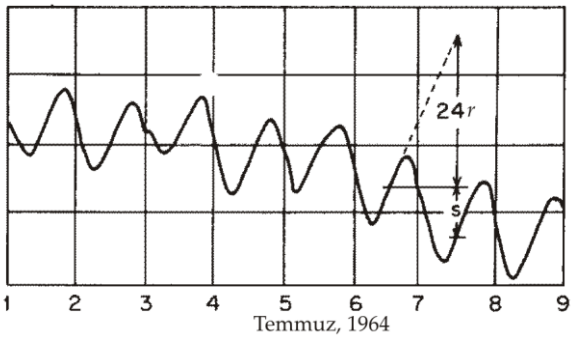
değişimden kaynaklananlar ve basınçlı elastik akiferlerin dış yüklemelere maruz kalmasından kaynaklananlar.

Buharlaşma-Terleme ve Bitkilerle Yüzeysel Su Tüketimi

Bir beslenme alanında sığ gözlem kuyularındaki su tablası değişimlerine dayalı olarak buharlaşma-terlemenin doğrudan ölçülmesi çoğu zaman mümkündür. Şekil 6.24 (Meyboom, 1967'den) batı Kanada'da bir nehir vadisinde kaydedilen su tablası seviyesindeki günlük değişimleri göstermektedir. Düşümler gündüz gelişen bitkilerle yüzeysel su tüketiminin (bu durumda Manitoba akçaağacı) bir sonucu olarak; yükselimler ise bitki gözenekleri gece kapalı olduğu zaman gelişmektedir. White (1932) buharlaşma-terlemeyi böyle kayıtlara dayalı olarak hesaplamada bir denklem öne sürmüştür. 24 saatlik sürede buharlaşma-terleme ile çekilen yeraltı suyunun miktarı,

$$E=S_y(24r\pm s) \tag{6-16}$$

olup, bağıntıdaki E gerçek günlük buharlaşma-terleme ([L]/gün), S_y zeminin özgül verimi (hacimce %), r içeri doğru yeraltı suyu akışının saatlik hızı ([L]/saat) ve s de, 24 saatlik sürede su tablasının net düşümü veya yükselimidir [L]. r ve s değerleri Şekil 6.24'de grafik olarak sunulmuştur. r'nin yeraltı suyunun 24 saatlik içe akışının ortalama hızını temsil eden değeri tam gece yarısı ile 04:00 arasındaki su tablası yükselimine dayanmalıdır. Meyboom (1967) (6-16) eşitliğindeki S_y değerinin *kolayca mevcut özgül verimi* yansıtması gerektiğini öne sürmüştür. Bu şeklin Altbölüm 2.10'da tanımlanan gerçek özgül verimin %50'si olduğunu tahmin etmektedir. Özgül verimin ölçülmesinde laboratuvar deneylerinden yararlanmak istenilirse, (6-16) eşitliğinde kullanılan değer ilk 24 saat içinde oluşan drenaja dayalı olmalıdır. Şekil 6.24'de 2-8 Temmuz arasındaki buharlaşma-terleme White yöntemine göre 1,73 ft (0,52 m)'dir.



Şekil 6.24 Bitkilerle yüzeysel su tüketiminden ileri gelen su tablası değişimlerinin olduğu bir boşalım alanında buharlaşma-terlemenin hesaplanması (Meyboom, 1967'den).

Yeraltı Suyu Beslenmesi Sırasında Hava Kapanlanması

Arazide çalışma yapan birçok araştırmacı taşkın dönemlerinde sığ serbest akiferlerdeki gözlem kuyularındaki su seviyesinde anormal derecede yükselimler gözlemişlerdir. Bu tür seviye değişiminin nedeninin şimdilerde doygun olmayan

kuşaktaki hava kapanlanması olduğu düşünülmektedir (Bianchi ve Haskell, 1966; McWhorter, 1971). Yağışın yeteri kadar şiddetli olması halinde yer yüzeyinde ters dönmüş bir doygunluk zonu oluşur ve ilerleyen ıslak cephe kendisi ile su tablası arasındaki havayı hapseder. Bu zonda gelişen hava basınçları atmosferik değerlerden çok büyük değerlere ulaşabilmektedir.

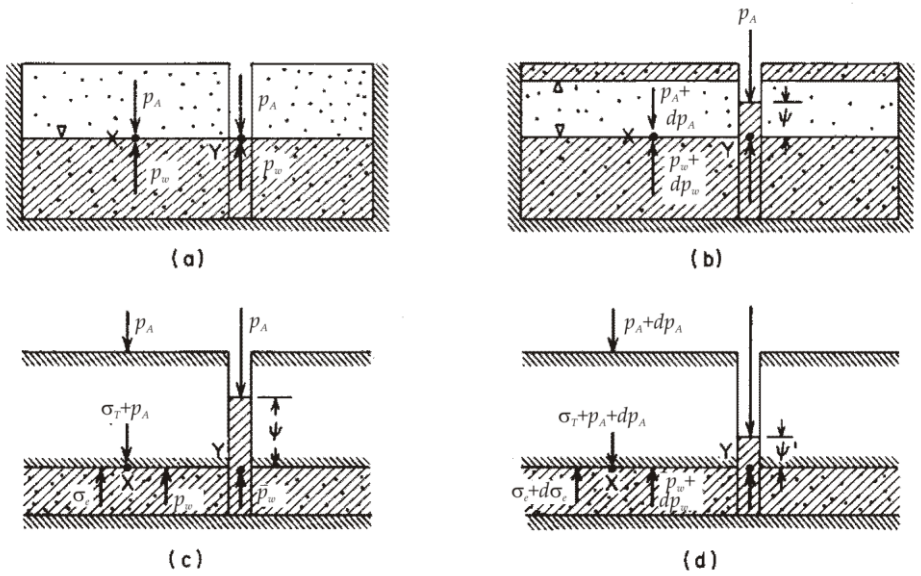
Bu olayın şematik açıklaması için Şekil 6.25(a) ve (b)'yi göz önüne alınız. İlk şekilde zemindeki hava basıncı p_A hem atmosfer ile hem de akışkan basıncı p_w ile dengede olmalıdır. Bu şart gözenekli ortamdaki su tablası üzerinde her X noktasında ve sondaj kuyusundaki Y noktasında geçerlidir. Şekil 6.25(b)'de görüldüğü gibi, ilerleyen cephe kapanlanan hava basıncında dp_A gibi bir artışa neden olursa, su tablası üzerinde X noktasındaki akışkan basıncı dp_w'ye eşdeğer miktarda artmalıdır. Kuyuda Y noktasındaki basınç dengesi aşağıdaki eşitlik ile verilir:

$$p_A+\gamma\psi = p_w+dp_w \tag{6-17}$$

$p_A=p_w$ ve $dp_A=dp_w$ olduğundan,

$$\gamma\psi = dp_A \tag{6-18}$$

$dp_A > 0$, $\psi > 0$ için, kapanlanmış hava basıncındaki artışın atmosfere açık bir gözlem kuyusundaki su seviyesinde yükselim ile sonuçlandığı ispat edilmiş olur.



Şekil 6.25 (a) ve (b) Bir serbest akiferde yeraltı suyu beslenmesi sırasında kava kapanlanmasından; (c) ve (d) bir basınçlı akiferdeki atmosferik basınç etkilerinden ileri gelen su seviyesi dalgalanmaları.

Bu çeşit su seviyesi yükselimi ile yeraltı suyu beslenmesi arasında bir ilişki bulunmamaktadır fakat, yağış olayları ile ilgili olduğundan kolaylıkla yanılmalara neden olabilir. Bu konuda en belirgin özellik, su seviyesi yükseliminin yağış derinliğine oranının şiddetidir. Meyboom (1967) 20:1 gibi yüksek değerler kaydetmiştir. Anormal yükselimler kapanlanmış havanın yüzey doygunluk alanının dışında atmosfere yatay olarak kaçışına bağlı olarak genellikle birkaç saat içinde veya en çok birkaç gün içinde sönümlenmektedir.

Atmosferik Basınç Etkileri

Atmosferik basınçtaki değişimler basınçlı akiferlere nüfuz eden piyezometrelerde veya kuyularda büyük değişimlere neden olabilmektedir. İlişki genellikle ters şekildedir; atmosferik basınçtaki artış, gözlenen su seviyesinde düşüşe neden olur.

Jacob (1940) bu olayı açıklamada efektif gerilme ilkesinden yararlanmıştır. *X* noktasındaki gerilme dengesinin,

$$\sigma_T + p_A = \sigma_e + p_w \tag{6-19}$$

ile ifade edildiği Şekil 6.25(c)'de gösterilen şartları göz önüne alınız. Bu eşitlikte p_A: atmosferik basınç, σ_T: üzerleyen malzemenin oluşturduğu gerilme ve p_w: akiferdeki sıvı basıncıdır. Sıvı basıncı p_w akiferi delen piyezometrede ölçülebilen basınç yükü ψ'de yükselime neden olur. Kuyudaki *Y* noktasında,

$$p_A + \gamma\psi = p_w \tag{6-20}$$

olur. Şekil 6.25(d)'de görüldüğü gibi atmosferik basınç dp_A kadar arttırılacak olursa, *X* noktasında gerilme dengesindeki değişim,

$$dp_A = d\sigma_e + dp_w \tag{6-21}$$

ile ifade edilir. Buradan, $dp_A > dp_w$ olduğu açıktır. Kuyuda ise şimdi,

$$p_A + dp_A + \gamma\psi' = p_w + dp_w \tag{6-22}$$

olur. (6-20) eşitliğinin (6-22) eşitliğinde yerine konulmasıyla aşağıdaki form elde edilir:

$$dp_A - dp_w = \gamma(\psi - \psi') \tag{6-23}$$

$dp_A - dp_w > 0$ ve yine $\psi - \psi' > 0$ olduğundan, atmosferik basınçtaki artışın su tablasında azalıma neden olduğu ispat edilmiş olur.

Yatay, basınçlı bir akiferde (6-23) eşitliğinde basınç yükündeki değişim $d\psi = \psi - \psi'$ sayısal olarak hidrolik yük *dh*'daki değişime eşdeğerdir. Aşağıdaki oran akiferin *barometrik etkinliği* olarak bilinir:

$$B=\gamma dh/dp_A \tag{6-24}$$

Genellikle 0,20–0,75 aralığında bir değerdir. Todd (1959) barometrik etkinlik B ile basınçlı akiferin depolama katsayısı S arasında bir ilişki kurmuştur.

Atmosferik basınçtaki değişimlerin serbest akiferlerdeki su tablasında da küçük değişimlere neden olduğu gözlenmiştir. Hava basıncı artarken su tablası alçalır. Peck (1960) bu değişimleri zemin nemi zonunda kapanlanan hava kabarcıkları üzerinde değişen gerilmelerin etkilerine bağlamıştır. Basınç artarken, kapanlanan hava daha az hacim işgal etmekte ve zemin suyu ile yerdeğiştirmektedir. Bu da su tablasından yukarı doğru nem hareketine neden olmaktadır. Turk (1975) su tablası sığ olan ince taneli bir akiferde 6 cm'ye kadar varan günlük değişimler ölçmüştür.

Dış Yükler

Tren geçişi, patlatma ve deprem gibi dış yüklemelerin basınçlı akiferleri delen piyezometrelerdeki su seviyelerinde kısa süreli dalgalanmalara neden olduğu uzun süreden beri gözlenmektedir (Jacob, 1939; Parker ve Stringfield, 1950). Bu olaylar prensipte atmosferik basınç ile birlikte gelişmektedir. Şekil 6.25(c) ve (d)'de takdim edilen notasyonları takiben, geçen bir trenin toplam gerilme σ_T'de geçici değişimlere neden olacağına dikkat ediniz. Bu değişimler p_w'de değişimlere yol açar ve sonuçta piyezometrik seviyedeki değişimlere yansır. Benzeri bir tarzda depremle birlikte oluşan sismik dalgalar topluluğu akiferde σ_e ile p_w arasında bir etkileşimin oluşmasına yol açar. 1964 Alaska depremi Kuzey Amerika'nın tamamında su seviyelerinde dalgalanmalara neden olmuştur (Scott ve Render, 1964).

Piyezometrelerde Gecikme

Su seviyesi ölçümlerindeki hata kaynaklarından biri çoğu zaman dikkate alınmayan gecikmelerdir. Bir piyezometre borusundaki yük dalgalanmasını kaydetmek için gerekli suyun hacmi piyezometreye giren su oranına kıyasla büyük ise piyezometre okumalarında bir zaman gecikmesi söz konusudur. Bu faktör özellikle düşük geçirgenlikli formasyonlardaki yük ölçümlerinin ayrılmaz bir parçasıdır. Bu problemi önlemek için pekçok hidrolog şimdi kuyuaşağı basınç probları ile donatılmış piyezometreler kullanmaktadır. Yük değişimleri bu piyezometreler marifetiyle büyük miktarda su transferi olmaksızın doğrudan ölçüm noktalarında ölçülebilmektedir. Bu konuda piyezometreye su girişinin yukarısında çapı azaltan indirgeyici tüpler de önerilmiştir (Lissey, 1967). Bu yaklaşımların uygulanmasının mümkün olmadığı durumlarda Hvorslev (1951)'in önerdiği gecikme düzeltmeleri kullanılabilir.

Önerilen Kaynaklar

FREEZE, R. A. 1969. The mechanism of natural groundwater recharge and discharge: 1. One-dimensional, vertical unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging groundwater flow system. *Water Resources Res*., 5, pp. 153-171.

FREEZE, R. A. 1974. Streamflow generation. *Rev. Geophys. Space Phys*., 12, pp. 627-647.

FREEZE, R. A. and P. A. WITHERSPOON. 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Res*., 3, pp. 623-634.

HALL, F. R. 1968. Baseflow recessions – a review. *Water Resources Res*., 4, pp. 973-983.

MEYBOOM, P. 1966. Unsteady groundwater flow near a willow ring in hummocky morraine. *J. Hydrol*., 4, pp. 38-62.

RUBIN, J., and R. STEINHARDT. 1963. Soil water relations during rain infiltration: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc*., 27, pp. 246-251.

TOTH, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res*., 68, pp. 4795-4812.

Problemler

1. Şekil 6.1'deki *ABCDEA* gibi bir akış bölgesini göz önüne alınız. *BC*=1000 m ve *CD*'yi de *AB*'nin iki misli uzunlukta alınız. Aşağıdaki homojen, izotrop durumlar için akım ağları çiziniz:
   (a) *AB*=500 m, *AD* bir düz çizgi.
   (b) *AB*=500 m, *AD* bir parabol.
   (c) *AB*=100 m, *AD* bir düz çizgi.
   (d) *AB*=200 m, *AE* ve *ED* düz çizgiler. *AE*'nin eğimi *ED*'nin iki misli.
   (e) *AB*=200 m, *AE* ve *ED* düz çizgiler. *ED*'nin eğimi *AE*'nin iki misli.

2. (a) Problem 1'deki akım ağlarında beslenme ve boşalım alanlarını işaretleyiniz ve her biri için beslenme-boşalım profili hazırlayınız.

   (b) $K=10^{-8}$, 10^{-6} ve 10^{-4} m/s olan durumlar için sistemdeki akışın hacimsel hızlarını hesaplayınız (akım ağına dik düzlemde 1 m'lik kesit için).

3. (6-2)'den (6-6)'ya kadar olan eşitliklerde *P* ve *E* değerlerinin aralıkları için gerçekçi varsayımlarda bulununuz ve Problem 2(b)'de hesaplanan değerlerin bir küçük su havzasının hidrolojik bütçesinin bileşenleri açısından kabul edilebilirlik derecesini değerlendiriniz.

4. Problem 1(d)'de tanımlanan sisteme aşağıdaki jeolojik uyarlamalar yapılmış olsaydı, menteşe çizgisinin pozisyonu, beslenme-boşalım profili ve sellenmenin kurak dönem sellenmesi bileşeni üzerindeki nitel etkiler nasıl olurdu?
   (a) Derinlerde yüksek geçirgenlikli bir katmanın bulunması.
   (b) Derinlerde düşük geçirgenlikli bir katmanın bulunması.
   (c) Vadinin tabanında yüksek geçirgenlikli bir katmanın bulunması.
   (d) Bölge ince ve yatay tabakalı akiferler ile akitardların diziliminden oluşmaktadır.

5. Bu bölümde verilen akım ağı bilgilerine dayanarak sıcak kaynakların oluşumunu nasıl açıklarsınız?

6. Problem 1'de oluşturulan akım ağlarında kuyuların fışkıran artezyen şartı oluşturacağı alanları işaretleyiniz.

7. Hidrojeologlardan oluşan bir araştırma ekibi bir dizi gölcük ve bataklığın bölgesel hidrolojik su dengesi üzerindeki rolünü anlamaya çalışmaktadır. Uzun vadedeki amaç, yüzey suyu topluluklarından hangisinin devamlı olduğunu tanımlamak ve uzun dönem kuraklıkta da hangisinin önemli ölçüde kaybolacağını bulmaya çalışmaktır. İlk etapta yapılmak istenen, hangi su topluluklarının beslenme noktaları hangilerinin de boşalım noktaları olduğunu değerlendirmek ve yeraltı suyunun aylık ve yıllık kazanım veya kayıplarını hesaplamaktır. Bir gölcükteki kısa vadeli hedefleri sağlayacak bir arazi ölçüm programı hazırlayınız.

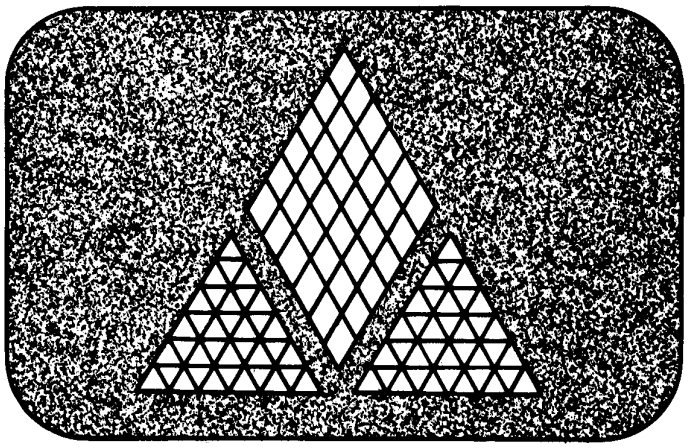
8. Problem 1(b)'de çizilen akım ağı üzerinde su tablası 5–10 m/ay aralığında alçalacak şekilde (yani, *A* noktası sabit kalıp ve *D* noktası bu oranda düşecek şekilde) bir dizi su tablası pozisyonu çiziniz. K=10^{-8}, 10^{-6} ve 10^{-4} m/s için *A* noktasında diyagrama dik akan bir nehir için bir kurak dönem sellenmesi hidrografı hazırlayınız. Sistemden boşalan yeraltı suyunun tamamının kurak dönem sellenmesi olduğunu varsayınız.

9. (a) Azalan atmosferik basıncın basınçlı akiferi delen bir kuyuda su seviyesi yükselmesine neden oluşunu ispat ediniz.

   (b) Barometrik etkinliği 0,50 olan bir basınçlı akiferi delen bir kuyuda atmosferik basınçta 5,0 x 10^3 Pa düşüş olması halinde su seviyesinde meydana gelecek değişimi (m cinsinden) hesaplayınız.

BÖLÜM 7

Doğal Yeraltı Suyunun Kimyasal Evrimi



7.1 Hidrokimyasal Sıralamalar ve Fasiyesler

Yeraltı sularının hemen hemen tamamının kökeni, topraktan süzülerek daha aşağıda jeolojik birimlerdeki akış sistemlerine karışan yağmur veya kar sularıdır. İnce ve biyolojik olarak çok aktif olan toprak, süzülme sırasında suyun kimyasını değiştiren benzersiz ve bir o kadar da kuvvetli bir yeteneğe sahiptir. Beslenme alanlarındaki topraktan akış halindeki suya önemli miktarda mineral maddesi karışımı söz konusudur. Yeraltı suyunun beslenme alanlarından boşalım alanlarına doğru akış çizgileri boyunca hareketi sırasında suyun kimyası birçok jeokimyasal sürecin etkisiyle değiştirilmektedir. Kitabın bu bölümünde, yeraltı suyunun akış yolu üzerinde su kimyasında meydana gelen önemli kimyasal değişimler tanımlanacaktır. Bu açıklamaları yapmadan önce, yeraltı hidrokimyasal sistemine girdi sağlayan yağmur ve kar suyunun kimyasını gözden geçirmekte yarar vardır.

Yağış Suyunun Kimyası

Yeryüzüne düşen suyun kimyasal bileşimi yağmur ve kar suyunu analiz etmek suretiyle belirlenebilir. Tablo 7.1'de Kuzey Amerika'nın değişik bölgelerindeki yağışlara ait kimyasal analizlerin bazı temsilci değerleri verilmiştir. Bu tabloda, endüstrinin gelişmediği karasal alanlara düşen yağmur suyundaki çözünmüş katı madde miktarı birkaç mg/*l* iken, kıyı bölgelerinde onlarca mg/*l*'ye ulaşmaktadır. Kar taneciklerinin düşüşü sırasında atmosferdeki tozları bünyelerine alarak çözmelerinden dolayı, yeraltı suyu kuşağını besleyen kar sularındaki çözünmüş madde miktarı yağmur sularındakine kıyasla daha fazladır.

Sanayileşmemiş kırsal alanlardaki yağmurun ve kar sularının pH değeri normalde 5-6 arasındadır. Atmosferde $10^{-3,5}$ bar basınç altındaki CO_2 ile temasta bulunan tuzlu olmayan suyun pH'si 5,7'dir. Bu durum, önce buradaki P_{CO_2}'yi (3-18) eşitliğine koyarak H_2CO_3'ün aktivitesini bulup, sonra da (3-31) eşitliğinden H^+'nın elde edilmesiyle teyid edilebilir. Su asidik olmak zorunda olduğundan, Şekil 3-5(a)'ya göre, çözünmüş

inorganik karbonun en bol bulunması gereken iyonik tür HCO_3^-'dür. Bu nedenle, $(H^+)=HCO_3^-$. Sanayileşmiş bölgelerde yağışın pH'si 5,7'den çok düşük olup, çoğu zaman 3-4 civarındadır. *Asit yağmurları* Avrupa ve Kuzey Amerika'nın bazı bölgelerinde temel bir çevre problemi olarak değerlendirilmektedir. Asitlikteki bu artışın ana nedeni fabrikalardan, maden işleme tesislerinden ve kömür ya da petrol yakan enerji santrallerinden atmosfere bırakılan kükürttür. Asit yağmurlarının etki alanı şimdilerde sanayi bölgelerinden çıkıp kırsal kesimlere kadar yayılmıştır. Kükürdün atmosfere karışması ya katı S partikülleri ya da SO_2 gazı şeklinde olmaktadır. Bu durum atmosferde yağmur veya kardaki H^+ ve SO_4^{-2} konsantrasyonlarının artmasına neden olmaktadır:

Tablo 7.1 Yağmur ve kar suyunun bileşimi (mg/*l*).*

Bileşen	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,0	0,1	–	0,29	0,6	–	0,9
Ca	0,0	0,9	1,20	0,77	0,53	1,42	0,42
Mg	0,2	0,0	0,50	0,43	0,15	0,39	0,09
Na	0,6	0,4	2,46	2,24	0,35	2,05	0,26
K	0,6	0,2	0,37	0,35	0,14	0,35	0,13
NH_4	0,0	–	–	–	0,6	0,41	0,48
HCO_3	3	2,0	–	1,95	–	–	–
SO_4	1,6	2,0	–	1,76	0,45	2,19	3,74
Cl	0,2	0,2	4,43	3,75	0,22	3,47	0,38
NO_3	0,1	–	–	0,15	0,41	0,27	1,96
TÇK	4,8	5,1	–	12,4	–	–	–
pH	5,6	–	–	5,9	5,3	5,5	4,1

* (1) Kar, Sponer Tepesi, ABD 50 No'lu Devlet Yolu, Nevada (Tahoe Gölü'nün batısı), rakım 7100 ft., 20 Kasım 1958; (2) Yağmur, Kuzey Carolina'da 8 lokasyona ait 33 yağışın ortalaması, 1962-1963; (3) Yağmur, Güneydoğu Avustralya'da 28 lokasyona ait 36 aylık veri, 1956-1957; (4) Yağmur, Menlo Park, California, 1957-1958 kışları; (5) Yağmur, Woods Gölü yakını, KB Ontario, 40 yağış olayının ortalaması, 1972; (6) Yağmur ve kar, kuzey Avrupa, 60 lokasyona ait 30 aydan daha uzun bir sürede elde edilmiş veriler, 1955-1956; (7) Yağmur ve kar, Baltimore (Maryland)'un 20 km kuzeyinde bir istasyon, 1970-1971 yılları ortalaması.
Kaynak: Feth vd., 1964 (1); Laney, 1965 (2); Carroll, 1962 (3); Whitehead ve Feth, 1964 (4); Bottomley, 1974 (5); Carroll, 1962 (6); ve Cleaves vd., 1974 (7).

$$S + O_2 \rightarrow SO_2(g) \qquad (7\text{-}1)$$

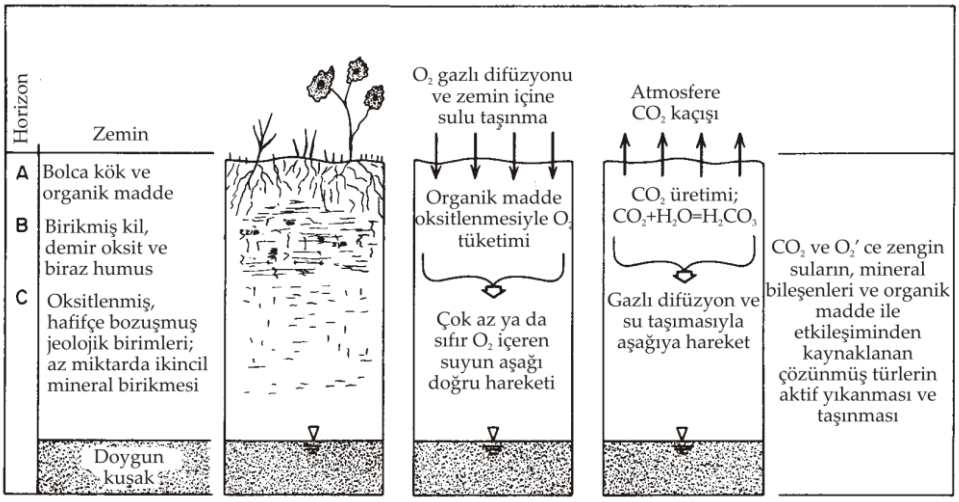
$$SO_2(g) + H_2O + 1/2O_2 \rightarrow SO_4^{-2} + 2H^+ \qquad (7\text{-}2)$$

Atmosferdeki CO_2 ve SO_2'ye ek olarak O_2, N_2 ve Ar gibi diğer gazlar da bulunmaktadır. Su, bu gazlarla doygun hale gelmektedir. Yeraltı suyu sistemi açısından bu gazların en önemlisi, suya önemli ölçüde oksitleme yeteneği kazandıran O_2'dir.

Sonuç olarak, yağmur veya kar suyu, içinde süzüldüğü zemin ve kayada çabucak kimyasal değişimlere sebep olan, son derece seyreltilmiş; az veya orta derecede asidik; oksitleyici çözeltilerdir.

Zemindeki Karbon Dioksit

Doğal yeraltı suyu akış sistemi içerisine süzülme yoluyla karışan suların hemen hepsi toprak zonundan geçmektedir. Bu kapsamdaki *toprak* terimi, fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerle yeteri derecede bozuşmuş; köklü bitkilerin büyümesine imkan veren yüzey katmanı olarak tanımlanmaktadır. Bu ifade, zeminin jeolojik olduğu kadar biyolojik bir ortam olduğunu vurgulayan pedolojik bir tanımlamadır. Toprak, süzülen suyun kimyasını kuvvetlice etkilemektedir. En önemli etkiler Şekil 7.1'de şematik olarak özetlenen süreçler yoluyla oluşmaktadır. Toprak, oldukça fazla miktarda asit üretebilmekte ve süzülen sudaki oksijenin önemli bir kısmını veya tamamını tüketebilmektedir.



Şekil 7.1 Beslenme alanlarındaki zemin kuşağında majör hidrokimyasal süreçlerin şematik temsili.

Jeokimyasal açıdan toprakta üretilen en önemli asit CO_2 ile H_2O'nun reaksiyonundan oluşan H_2CO_3'dür. CO_2 organik maddenin çürümesi ve bitki köklerinin terleme etkisiyle oluşmaktadır. CO_2 için ana kaynak olan organik madde bozunması,

$$O_2(g) + CH_2O = CO_2(g) + H_2O \qquad (7\text{-}3)$$

reaksiyonu ile temsil edilebilir. Buradaki CH_2O, organik maddeyi isimlendirmede kullanılan en basit karbonhidrattır. Oksidasyon denklemlerindeki CO_2 üretimini temsil etmek için diğer organik bileşenler de kullanılabilir. Sülfat ve nitratın indirgenmesi gibi anaerobik reaksiyonlar da CO_2 üretebilir (Tablo 3.11). Ancak, bu süreçlerin zemin atmosferindeki CO_2 bütçesine katkısı sadece minör düzeydedir.

Kuzey Amerika, Avrupa ve diğer bazı yerlerde toprak örneklerinin gaz bileşimini belirlemeye yönelik ölçümler, zemin atmosferindeki CO_2 kısmî basıncının normalde yerin atmosferindekinden çok daha büyük olduğunu ortaya koymuştur. Tipik değerler 10^{-3}–10^{-1} bar aralığındadır. Sıcaklık, su içeriği, biyolojik aktivite, organik maddenin olup olmayışı ve toprak yapısının gaz difüzyonu üzerine etkisi gibi faktörlerin çok değişken olmasından dolayı CO_2 basınçları da zamana ve mekâna göre oldukça değişkendir. CO_2'in oluşumu ve üretiminin toprak kuşağındaki etkisine dair daha ayrıntılı açıklamalar Jakucs (1973) ve Trainer ve Heath (1976)'de bulunabilir. Bu kısmî basınçlardaki CO_2 suyla reaksiyona girdiğinde suyun pH'sinde çok büyük düşüşler meydana gelir. Sözgelimi, yukarıda açıklanan yöntem kullanılırsa, 10^{-1} bar CO_2 kısmî basıncında ve 0-25 ^oC sıcaklık aralığındaki suyun 4,3-4,5 aralığında bir denge pH'sine sahip olacağı görülür. Bu değer, kirlenmemiş yağmur suyuna ait pH değerinin çok altındadır.

Karbon dioksit yüklü sular toprakta süzülürken çözünebilir minerallerle çok karşılaşır. Çözünme, su-mineral reaksiyonlarında tüketilen H_2CO_3'ün etkisi altında gelişmektedir. H_2CO_3'ün yıkama reaksiyonuyla gelişen bazı örnekler (3-49) ve (3-54) eşitliklerinde verilmiştir. Diğer örnekler bu bölümün sonlarına doğru tanıtılacaktır. Bir taraftan toprakta H_2CO_3 tüketilirken, diğer taraftan da organik maddenin oksidasyonu ve bitki kökü terlemesiyle zemin atmosferine CO_2 sağlanmaktadır. CO_2 suyla birleşerek daha çok H_2CO_3 oluşturmaktadır [(3-14) ve (3-15) eşitlikleri]. İşte bu yüzden, beslenme yoluyla gelen yeni suyun toprakta süzülmesi sırasında meydana gelen biyokimyasal ve hidrokimyasal süreçler, mineral-su reaksiyonlarını teşvik eden devamlı bir asitlik kaynağı oluşturmaktadır. Asitliğin başka bir kaynağı da serbest oksijenin pirit (FeS_2) gibi indirgenmiş demir mineralleri ile reaksiyonudur. Bu oksidasyon reaksiyonuyla H^+ üretilmesi, bazı alanlarda yeraltındaki mineral parçalanmalarında önemli rol oynamaktadır. Topraklar işte bu nedenle yeryüzünün çoğunu kaplayan organik maddece zengin, ince ve geniş bir kaplama gibi çalışan asit pompaları olarak düşünülebilir.

Topraktaki inorganik aside ek olarak biyokimyasal süreçlerle üretilen pekçok organik asit bulunmaktadır. Humik ve fulvik asitler şeklindeki bu maddeler toprak profillerinin oluşmasında ve çözünmüş bileşenlerin daha aşağıdaki su tablasına doğru hareketinde önemli rol oynayabilmektedir. Ancak, jeokimyacıların çoğu, mineral çözünmelerine eşlik eden H^+'nın kaynağı olarak, bu asitlerin etkisinin çözünmüş CO_2 etkisine kıyasla daha az önemli olduğunu düşünmektedir.

Majör İyon Evrim Sıralaması

Doygun kuşakta yeraltı suyunun kendi akış yolunda ilerlemesi sırasında, toplam çözünmüş maddenin ve çoğu majör iyonların miktarında bir artış olur. Bu genellemeden anlaşılacağı gibi, dünyanın değişik yerlerindeki yeraltı suyu araştırmalarında, beslenme alanlarındaki sığ yeraltı suyunda bulunan çözünmüş madde miktarının aynı sistem içindeki daha derin sulara kıyasla daha az olduğu ve yine çözünmüş madde açısından boşalım alanlarındaki sığ zonlardaki sudan daha az

olduğu gözlenmiştir. Aynı sulardaki çözünmüş madde miktarı sığ kuşaklardaki boşalım alanlarına göre daha azdır.

Chebotarev (1955), Avustralya'daki kuyu örnekleri üzerinde yapılan 10.000'den daha fazla kimyasal analize dayalı bir klasik çalışmada, yeraltı suyunun bileşim olarak deniz suyuna doğru bir kimyasal evrim geçirme eğiliminde olduğunu ortaya koymuştur. Chebotarev (1955) bu evrimin, aşağıdaki hakim anyon türlerindeki bölgesel değişimlerin eşliğinde geliştiğini gözlemiştir:

Akış yolu boyunca dolaşım $\rightarrow$

$$HCO_3^- \rightarrow HCO_3^- + SO_4^{-2} \rightarrow SO_4^{-2} + HCO_3^- \rightarrow SO_4^{-2} + Cl^- \rightarrow Cl^- + SO_4^{-2} \rightarrow Cl^-$$

Artan yaş $\rightarrow$

Bu değişimler, suyun hızlı akış halinde olduğu sığ zonlardan geçip ara zonlar yoluyla akışı çok yavaş ve suyun da yaşlı olduğu kuşaklara hareketi sırasında meydana gelmektedir. Yerbilimlerindeki diğer pekçok sıralamada olduğu gibi, bu sıralama da birtakım engelleme ve eksiklikleri de dikkate alan özel jeolojik şartlar ve ölçek açısından dikkate alınmalıdır. Chebotarev'in katkılarından bağımsız olarak, Sovyetler Birliği'nde farklı ve benzer formülasyonları geliştiren iki hidrojeoloğun çalışmasına atfen, Schoeller (1959) yukarıdaki sıralamayı Ignatovich ve Souline sıralaması olarak adlandırmıştır.

Chebotarev sıralaması geniş sedimenter havzalarda derinlikle genel anlamda korele edilebilen üç ana kuşak vasıtasıyla tanımlanabilir (Domenico, 1972):

1. *Üst kuşak*: Nispeten iyi yıkanmış kayalardaki yeraltı suyunun aktif ve hızlı akışları ile karakterize edilir. Bu kuşaktaki suda egemen tür HCO_3^- olup, toplam çözünmüş madde miktarı azdır.
2. *Ara kuşak*: Daha az aktif yeraltı suyu dolaşımı ve daha yüksek toplam çözünmüş madde söz konusudur. Bu kuşaktaki egemen anyon normal olarak sülfattır.
3. *Alt kuşak*: Suyun çok yavaş aktığı kuşaktır. Bu kuşakta çok az yeraltı suyu akımı söz konusu olduğundan, ileri derecede çözünebilir mineraller bol olarak bulunur. Bu kuşağın karakteristikleri yüksek Cl^- konsantrasyonu ile yüksek çözünmüş madde miktarıdır.

Bu üç kuşağın spesifik bir kat edilecek yol veya zaman açısından korelasyonu yapılamaz; kat edilecek yol ve zamanının belki sadece üst kuşaktan alt kuşağa doğru artma eğiliminde olduğu ifade edilebilir. Bazı sedimenter havzalarda üst kuşaktaki suyun yaşı onlarca veya yüzlerce yıl iken, diğerlerinde yüzlerce veya binlerce yıl yaşında olabilir. Tuzlu ve klorür bakımından çok zengin alt kuşaktaki su genellikle çok yaşlıdır fakat, gerçek yaşlar binlerce ile milyonlarca yıl arasında olabilir.

Jeokimyasal bakış açısından yukarıda tanımlanan anyon evrimi sıralaması mineral varlığı ve mineral çözünürlüğü gibi iki değişken cinsinden ifade edilebilir. Yeraltı suyundaki HCO_3^- içeriği normalde topraktaki CO_2'den ve kalsit ile dolomitin çözünmesinden elde edilir. Toprakta oluşan CO_2'nin kısmî basınçları ve kalsit ile

dolomitin çözünürlükleri normalde ulaşılan toplam çözünür madde için sınırlayıcı etmenlerdir. Şekil 3.7'de, zemin kuşağındaki tipik CO_2 kısmî basınçlarında (10^{-3}–10^{-1} bar) kalsit ve dolomitin sadece orta derecede çözünür olduğu ve HCO_3^- konsantrasyonlarının da 100–600 mg/*l* aralığında olduğu görülmektedir. Kalsit ve dolomit hemen hemen tüm sedimenter havzalarda bol miktarlarda oluştuğundan ve bu mineraller CO_2 yüklü yeraltı suyu ile temasta çok çabuk çözündüğünden, HCO_3^- beslenme alanlarının hemen hemen hiç değişmeyen hakim anyonudur.

Tablo 3.6'da çözünmeden sonra SO_4^{-2} veya Cl^- açığa çıkaran birkaç sedimenter minerale işaret edilmektedir. Bünyesinde sülfat bulunduran en yaygın mineraller jips ($CaSO_4.2H_2O$) ve anhidrittir ($CaSO_4$). Bu mineraller su ile temasa geldiklerinde kolaylıkla çözünebilmektedir. Jips için çözünme reaksiyonu:

$$CaSO_4.2H_2O \rightarrow Ca^{+2} + SO_4^{-2} + 2H_2O \qquad (7\text{-}4)$$

Jips ve anhidritin çözünürlüğü kalsit ve dolomite kıyasla çok fazla; kayatuzu (halit, NaCl) ve silvin (KCl) gibi klorür minerallerine göre çok düşüktür. Kalsit (veya dolomit) ile jips 25 ^{0}C'daki tatlı suda çözünürse su acılaşır ve 10^{-3}–10^{-1} bar P_{CO_2} kısmî basıncında toplam çözünmüş madde miktarı yaklaşık 2100-2400 mg/*l* arasında olur. Bu durumda hakim anyon SO_4^{-2} olur ve Chebotarev evrim sıralamasında HCO_3^-–SO_4^{-2} bileşimi fazına geçilmiş olur. Çözünmeyi dengeye götürmek için yeterli miktarda kalsit ve/veya dolomit ve jips mevcut ise su çabukça ve doğrudan bu faza doğru evrimleşecek ve diğer çözünür minerallerle temasa gelmediği veya buharlaşmaya maruz kalmadığı sürece bu faz dışında evrimleşmeyecektir.

Çoğu sedimenter arazilerde suda hakim anyon SO_4^{-2} olana kadar yeraltı suyunun uzun mesafeler kat etmesinin nedeni, jips veya anhidritin çok ender durumlarda eser miktardan fazla oluşudur. Çoğu sığ kuşaklarda bu mineraller ya hiçbir zaman bulunmamaktadır veya daha önce yeraltı suyu akışı sırasındaki yıkama etkisiyle erimiştir. Bu nedenle, HCO_3^- ve SO_4^{-2} aşamaları iki veya üç minerale uygulanan basit çözünürlük sınırlamaları ile tanımlanabilse de, bir aşamadan diğer aşamaya olan evrim süreci yeraltı suyu akış yolu üzerinde bu minerallerin varlığı ile kontrol edilmektedir. Zamanın yeteri kadar uzun olması halinde, çözünme ve yeraltı suyunun yıkama etkisiyle, sonuçta kalsit, dolomit, jips ve anhidrit gibi kolay çözünür mineraller yeraltı suyu sistemindeki aktif zondan tamamen uzaklaştırılmış olurlar. Kıtasal yükselim, çökelme ve buzullaşma gibi jeolojik süreçlerle devamlı bir yenilenme söz konusu olduğundan, yeraltı sistemleri çok ender durumlarda bu aşamalara ulaşabilmektedir.

Yeraltı suyu, sedimenter havzalardaki derin yeraltı suyu akış sistemlerinde ve bazı sığ sistemlerde evrimleşerek SO_4^{-2}'nin egemen anyon olduğu aşamadan Cl^- bakımından zengin çok tuzlu suya dönüşür. Bu durum, yeraltı suyunun halit veya silvin gibi ileri derecede çözünebilir klorür mineralleri ile temasa gelmesi halinde ortaya çıkmaktadır. Bu mineraller, derin sedimenter havzalarda milyonlarca yıl önce kapalı veya kısıtlı denizel ortamlardaki buharlaşma sırasında başlangıçta tuz katmanları olarak oluşmuşlardır. Sedimenter kökenli diğer klorür minerallerinin çözünürlüğü de çok yüksektir. Tablo 3.6'da işaret edildiği gibi bu çözünürlükler kalsit,

dolomit, jips ve anhidritin çözünürlüğüne kıyasla üstel olarak birkaç kez daha büyüktür. Sedimenter kökenli klorür mineralleri suda çok çabuk çözünür. Cl^-'nin sadece derin yeraltı suyunda veya uzun mesafeler kat etmiş yeraltı suyunda egemen anyon olarak bulunuşu işte bu minerallerin akış yolu üzerinde çok az bulunuşu ile açıklanmaktadır. Çok uzun mesafeler kat etmeyen yeraltı suyunun çok fazla miktardaki kayatuzu ile temasa geçmesi halinde sistemde bulunan diğer minerallerin türü ne olursa olsun doğrudan Cl^- fazına evrimleşecektir. Cl^-'nin sadece eser miktarda oluştuğu mineralleri içeren silttaşı, şeyl, kireçtaşı veya dolomit gibi kaya katmanlarında akan yeraltı suyunun aldığı Cl^- oranı önemli ölçüde difüzyon süreci tarafından kontrol edilmektedir. Cl^- küçük gözeneklerden, bir ucu kapalı gözeneklerden ve çatlaklı katman durumunda gözenekli ortamın matriksinden, kütlesel yeraltı suyu akışının olduğu büyük gözeneklere veya yarıklara hareket eder. Altbölüm 3.4'de ifade edildiği gibi, difüzyon son derece yavaş bir süreçtir. Bu olay ve sülfat ile klorür içeren minerallerin sınırlı miktarda oluşumu; çoğu yeraltı suyu sisteminde yeraltı suyunun kimyasal evriminin, sadece çözünürlük açısından bakıldığında zannedildiği gibi kısa mesafede ve belirgin adımlar şeklinde gelişmediği; bunun yerine HCO_3^-'den SO_4^{-2}'ye ve sonra Cl^- aşamalarına doğru yavaş yavaş geliştiğini göstermektedir.

Anyon evrimi sıralaması ve yeraltı suyunun akış yolu boyunca toplam çözünmüş madde miktarındaki artış eğilimi, kuvvetli bir jeokimyasal gerekçelendirme çerçevesi içerisinde kullanıldığında suyun akış tarihçesi hakkında önemli bilgiler sağlayabilmektedir. Ancak, bazı yeraltı suyu akış sistemlerinde suların HCO_3^- veya SO_4^{-2} aşamalarından sonra evrimleşmediği gerçeğini bu noktada vurgulamamız gerekmektedir. Bazı sedimenter bölgelerde sudaki egemen anyon sıralamasının tersine gelişmesi mümkün olabilmektedir. Bu anlamda en önemlisi, HCO_3^-'deki artış ve biyokimyasal SO_4^{-2} indirgenmesi sonucunda oluşan SO_4^{-2}'deki azalımdır. Bu süreçler Altbölüm 7.5'de tanımlanmıştır.

Yeraltı suyu akış sistemlerinde majör katyonlarda büyük değişimler sıkça gözlenir. Katyon değişimi yaygın bir şekilde katyon sıralamasında değişimlere veya terslenmelere neden olduğundan, katyon evrim sıralamasının Chebotarev'in anyonlarda yaptığı tarzda genelleştirilmesi çok anlamlı olmaz; çünkü, bu kuralın çok fazla istisnası bulunmaktadır. Majör katyon ve anyon verilerinin yeraltı suyu akış sistemlerinin doğası hakkında maksimum düzeyde bilgiyi sağlayabilmesi için, gözlenmiş konsantrasyon değerlerini hesaba katan spesifik hidrokimyasal süreçlerin yorumlamalarda mutlaka göz önüne alınması gereklidir. Bu yaklaşımla ilgili örnekler Altbölümler 7.3'ten 7.5'e kadar olan kısımda verilmiştir.

Elektrokimyasal Evrim Sıralaması

Pekçok yeraltı suyu sisteminin karakteristik bir özelliği olan anyon evrimi sıralamasının tam olarak tanınması bölgesel akış sistemlerinden elde edilen kimyasal verilerin derlenmesi ve yorumlanması sonucunda olmuştur. Başlangıçta gözlem üzerine oturtulmuş; sonra da jeokimyasal teori ile desteklenmiş bir genelleştirmedir. Şimdi de, elektrokimyasal evrim sıralaması olarak bilinen başka bir evrim sıralamasını

kısaca ele alacağız. Bu sıralama jeokimyasal teoriye dayansa da, arazi ölçümleri açısından henüz güvenle kullanılmamaktadır.

Elektrokimyasal evrim sıralaması, suyun akış yolu boyunca akışı sırasında yeraltı suyundaki redoks potansiyelinin azalma eğilimini ifade eder. Bu eğilim ilk olarak Germanov vd. (1958) tarafından teşhis edilmiştir. Yağmur veya kar suyu yeraltı suyu akış sistemine girerken atmosferik oksijene maruz kalmış olmaktan dolayı başlangıçta yüksek redoks potansiyeline sahiptir. Başlangıç redoks şartları, p*E* değeri 13'e yakın (veya *Eh* cinsinden ifade edildiğinde, pH=7'de 750 mV'a yakın) çözünmüş oksijenin yüksek konsantrasyonlarını yansıtır. Zemin kuşağının organik maddece zengin katmanlarında çözünmüş oksijenin çoğu organik madde oksidasyonu için harcanır. (7-3) eşitliği ile temsil edilen bu süreç redoks potansiyelinin azalmasına neden olur. O zaman şu soruyu sormak da kaçınılmaz olur: Su zemin kuşağını geçip su tablasına ulaşana kadar redoks potansiyelinde ne kadar azalma olur? Zemin kuşağındaki oksijen tüketiminin zemin yapısı, gözeneklilik ve geçirgenlik, organik maddenin tabiatı ve derinlik dağılımı, süzülme olaylarının sıklığı, su tablasına derinlik ve sıcaklık gibi pekçok etmene bağlı olacağını tahmin etmek zor değildir. Çözünmüş oksijen yeraltı suyunun hidrokimyasal tabiatının tanınmasında önemli bir faktör olsa da, yeraltı suyunda çözünmüş oksijenle ilgili çok az çalışma bulunmaktadır. Yine de, mevcut verilerden aşağıdaki genellemeler yapılabilir:

1. Kumlu veya çakıllı zeminler veya erime boşluklu kireçtaşlarından oluşan beslenme alanlarında sığ yeraltı suyunda teşhis edilebilir miktarda (yani, yaklaşık 0,1 mg/l'den çok) oksijen bulunur.
2. Siltli veya killi zeminlerden oluşan beslenme alanlarında yeraltı suyunda teşhis edilebilir miktarda oksijen bulunmaz.
3. Geçirgen çatlaklı kayanın üzerinde çok az zemin bulunduğu veya hiç bulunmadığı alanlarda teşhis edilebilir düzeydeki çözünmüş oksijen genellikle su akış sistemine karışana kadar kalır. Bazen tüm akış sisteminin oksijenli olması söz konusudur.

Kumlu çökellerde sığ yeraltı suyunda hatırı sayılır miktarda çözünmüş oksijenin yaygın olarak bulunuşunun nedeni muhtemelen zemindeki düşük organik madde içeriği ve zemindeki yüksek süzülme hızıdır.

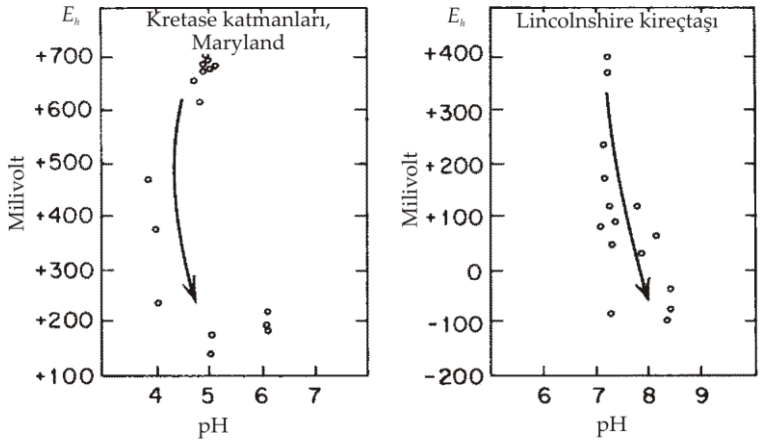
Çözünmüş oksijenin normal mekanizmalarla tüketilerek algılanma sınırının altına düşmesinden sonra bile, Altbölüm 3.9'da ifade edildiği gibi, redoks potansiyeli halen çok yüksek olabilir. Serbest moleküler oksijenin organik maddeyi oksitleyen ve bakterilerin katalizörlüğünde gelişen reaksiyonlardaki tüketimi, çözünmüş O_2 normal algılanma sınırlarının çok altındaki düzeylere inene kadar devam edebilir. Sonuçta öyle bir noktaya gelinir ki, reaksiyonlara eşlik eden aerobik bakteriler artık yaşayamaz. Aerobik zonda demir-II'nin, amonyağın, manganın ve sülfidin oksidasyonu gibi oksijen tüketen başka reaksiyonlar da vardır. Bunlar Tablo 3.10'da gösterilmişti. Bu oksidasyon süreçleri toplam oksijenin organik maddenin oksidasyonuna kıyasla çok küçük bir bölümünü kullandığı halde, suyun kimyasal evrimi üzerindeki etkileri çok önemli olabilmektedir.

Bu noktada, suyun yeraltı suyu akış sisteminde daha derinlere doğru hareket etmesi halinde neler olacağını ele alacağız. Stumm ve Morgan (1970)'a göre, bakteri büyümesi için gerekli organik maddeyi ve diğer besinleri ihtiva eden kapalı sulu sistemlerde O_2 tüketiminin eşlik ettiği organik madde oksidasyonu, NO_3^- indirgenmesi ile devam eder. Sistemde MnO_2 varsa, MnO_2 indirgenmesi yaklaşık olarak NO_3^-'ın indirgendiği p*E* veya *Eh* şartlarında oluşmak durumundadır. Bunu, $Fe(OH)_3$ gibi değişik bileşiklerle temsil edilen demir-III'ün minerallerinin indirgenmesi takip eder. Yeteri kadar negatif redoks düzeylerine erişildiğinde, SO_4^{-2}'nin H_2S'e ve HS^-'e indirgenmesi ve organik maddenin de çözünmüş gaz türleri olan CO_2'ye ve CH_4'e indirgenmesi aynı anda gelişebilir. Bu indirgeme süreçlerinin elektrokimyasal sıralaması Tablo 3.11'de özetlenmişti. Oksijen tüketiminin başlangıç süreçleri ise Tablo 3.10'da verilmişti. Stumm ve Morgan elektrokimyasal evrim sıralamasını termodinamik teoriye dayalı bir olay olarak sunmaktadırlar. Bu sıralamanın, besince zengin göller ve kanalizasyon arıtma tesislerindeki sindirme gruplarının kimyasal tabiatı ile uyum içerisinde olduğunu gözlemlere dayalı olarak ifade etmişlerdir. Belki MnO_2 ve $Fe(OH)_3$ indirgenmesi hariç, elektrokimyasal evrim sıralamasında tanımlanan reaksiyonlar bakterilerce katalizlenmektedir. Redoks reaksiyonlarının sıralaması, değişik bakteri türleri redoks sıralamasının farklı aşamalarına uyum sağlayacak şekilde, mikro-organizmaların ekolojik sıralaması ile paralellik arz eder.

Hidrojeolojik bakış açısından önemli olan soru, elektrokimyasal evrim sıralamasının yeraltı suyu ortamında oluşup oluşmadığı; oluşuyor ise nerede ve niçin oluştuğudur. Sıralama veya en azından sıralamanın bir bölümünün yeraltı suyu kuşağında oluştuğu bilinmektedir. Meselâ, yeraltı suyu kuşağını besleyen suda çözünmüş oksijenin bulunmadığı birçok yer bilinmektedir. Bu durum, sığ kuyularda yapılan ölçümlerde algılanma sınırının üstünde çözünmüş oksijenin olmayışıyla ifade edilmektedir. Buradaki oksijenin yukarıda tanımlanan süreçlerle tüketildiği kabul edilmektedir. Bazı yeraltı suyu sistemlerinde NO_3^- sığ derinliklerde oluşmakta ve suyun daha derin akış sistemlerine doğru hareketi sırasında konsantrasyonu azalmaktadır. Edmunds (1973) ve Gillham ve Cherry (1978) bu tür NO_3^- eğilimini, azot yiyen bakteri ve orta derecede redoks potansiyeli gerektiren azot yeme süreci ile açıklamaktadır. Bazı bölgelerde yeraltı suyunun redoks potansiyelinin çok düşük olduğu bilinmektedir. Bu durum, düşük SO_4^{-2} konsantrasyonları ve sudaki H_2S kokusu gibi özelliklerle açıklanmaktadır. Bunlar, sülfat indirgeyen bakteri varlığında gelişen sülfat indirgeme sürecinin karakteristikleridir. Sedimenter havzalardaki derin yeraltı suyunda yaygın bir bileşen olan metan (CH_4) bazen sığ yeraltı suyu da dahil olmak üzere pekçok lokasyonda gözlenmektedir. Oluşumu, yeraltı suyu sistemi içindeki organik maddenin bakteri mayalanması ile açıklanmaktadır. Bazı yeraltı suyu akış sistemlerinde platin elektrot yöntemiyle ölçülen redoks potansiyelinin bölgesel akışın zahirî yolu boyunca azaldığı bilinmektedir. Bu tür bir eğilimi görsel olarak ifade etmek için iki bölgesel akış sistemine ait redoks potansiyeli verileri Şekil 7.2'de sunulmuştur.

Chebotarev sıralamasında anyon bileşimi ve toplam çözünmüş maddedeki tedrîci değişimler, mineral varlığı ve moleküler difüzyon hızı gibi iki sınırlayıcı faktör ile izah edilmektedir. Elektrokimyasal evrim sıralamasında akış yolları boyunca redoks

potansiyelinin hızını ve azalmasını başka etmenler denetliyor olsa gerektir. Çoğu yeraltı suyu kuşaklarında H_2S (veya HS^-) ve CH_4 önemli miktarlarda mevcut olmadığından ve önemli miktarda SO_4^{-2} bulunduğundan, kalış zamanının uzun olduğu dönemlerde bile yeraltı suyunun düşük redoks potansiyeli şartlarına ulaşamayışı, yaygın olarak gelişen bir olay gibi görünmektedir. Düşük redoks potansiyeline doğru kademeli olarak ilerleyen redoks reaksiyonları, gerekli redoks bakterilerinin canlı kalamayacağından dolayı, çoğu bölgelerde muhtemelen devam etmemektedir. Yeraltı suyu ortamının bakterilere karşı elverişsizliği, muhtemelen bakteri büyümesi için gerekli olan önemli besinlerin eksik olmasından ileri gelmektedir. Organik karbonun bol olarak bulunduğu hidrojeolojik rejimlerde bile; karbon, bakteriler tarafından kullanıma elverişi bir formda bulunmayabilir. Hidrokimyasal araştırmalar organik ve biyokimyasal konuları da içerecek şekilde genişletildiği takdirde, yeraltı sistemlerinin redoks ortamlarının daha iyi anlaşılması mümkün olabilecektir.

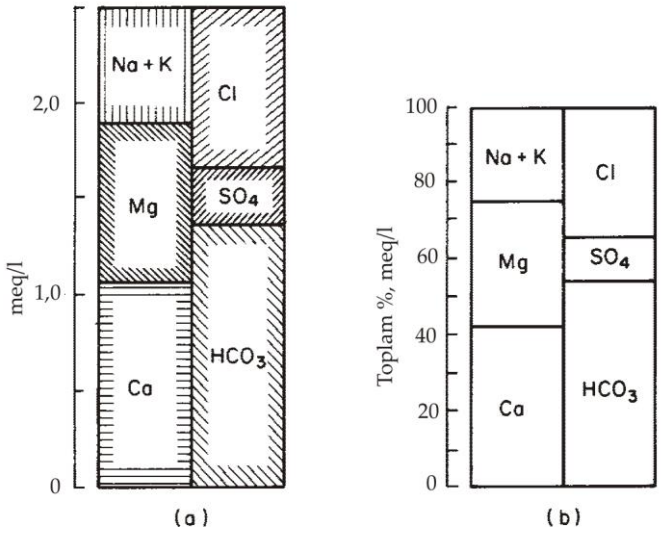


Şekil 7.2 İki akifer sistemindeki bölgesel akış yolları boyunca ölçülmüş platin-kalomel elektrot potansiyeli eğilimi. (a) Kretase katmanları, Maryland; (b) Lincolnshire kireçtaşı, İngiltere (Back ve Barnes, 1969 ile Edmunds, 1973 verilerine dayalı olarak R. E. Jackson'dan uyarlanmıştır; yazılı görüşme).

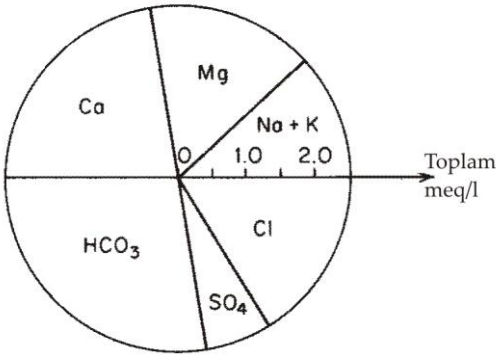
7.2 Grafik Yöntemler ve Hidrokimyasal Fasiyesler

Yeraltı suyu incelemelerinde önemli işlemlerden biri, kimyasal verilerin derlenmesi ve uygun bir şekilde görsel analiz yoluyla sunulmasıdır. Bu amaç için geliştirilmiş birçok yöntem bulunmaktadır. Bunlar arasında en basiti kolon diyagramlarıdır. Bunlara ait iki örnek Şekil 7.3'de verilmiştir. Sadece bir örneğe ait majör iyon bileşimi, metreküpte eşdeğer (veya litrede milieşdeğer) ve toplam eşdeğer miktarların yüzdesi cinsinden bu iki grafikte sunulmuştur. Aynı analiz Şekil 7.4'de dairesel grafikte gösterilmiştir. Aynı analiz, görsel olarak çabuk bir kıyaslama yapmak için Şekil 7.5(a)'da belirgin grafik şekillerle gösterilmiştir. Bu diyagramı ilk kez kullanan hidrojeoloğun adına atfen *Stiff diyagramı* olarak

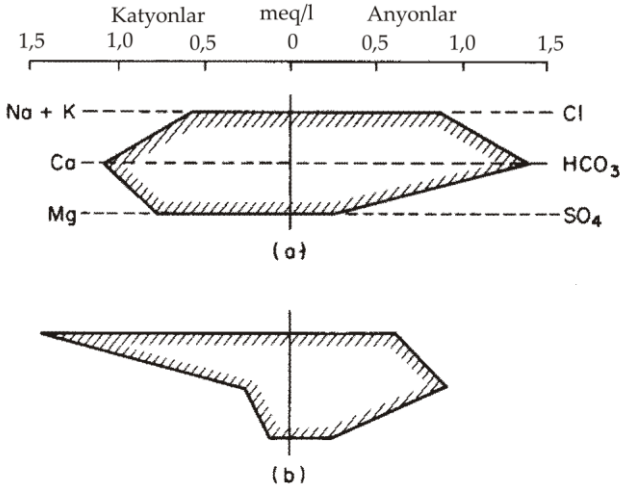
adlandırılmaktadır. Çok farklı bir kimyasal bileşime sahip bir suyun analizi Şekil 7.5(b)'de verilmiştir. Kolon, dairesel, ışınsal ve Stiff diyagramlarının tümünün çizimi oldukça kolay olup, münferit kimyasal analizlerin görsel olarak çabucak kıyaslanmasına imkan verirler. Ancak, çok sayıdaki analizlerin grafik olarak sunulmasında elverişli değildirler. Bu amaç için kullanılan bundan başka iki diyagram daha vardır. Piper (1944) tarafından geliştirilen ve Hill (1940)'inki ile az çok benzerlik arz eden ilki Şekil 7.6'da; yeraltı suyu literatürüne Schoeller (1955, 1962) tarafından kazandırılan ikincisi de Şekil 7.7'de görülmektedir.



Şekil 7.3 Yeraltı suyu kimyasal analizlerinin bar diyagramları ile temsili: (a) litre başına miliekivalen; (b) litre başına toplam ekivalenlerin yüzdesi (Davis ve De Wiest, 1966'dan).



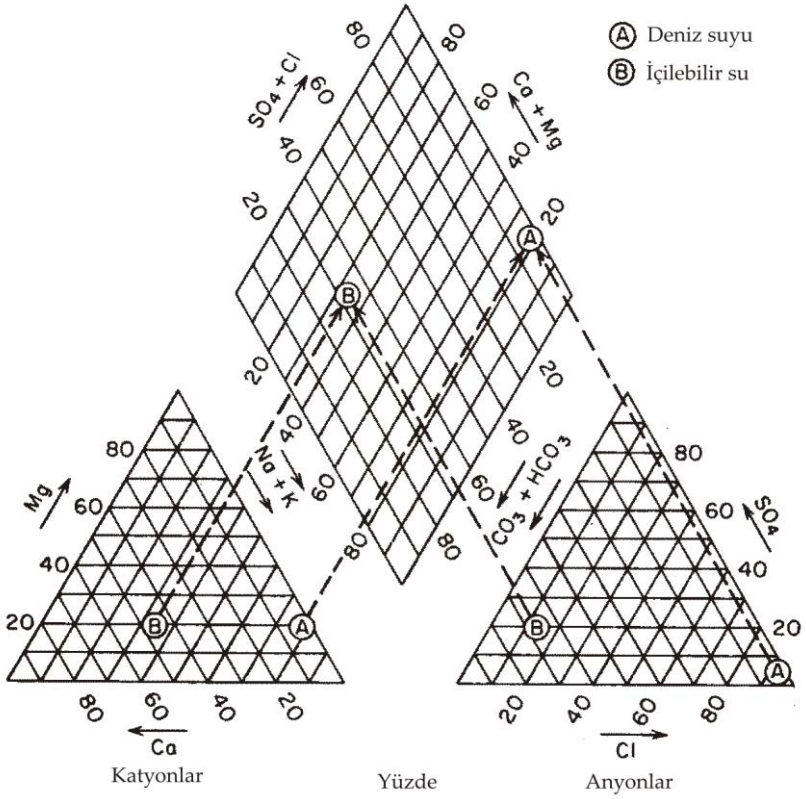
Şekil 7.4 Yeraltı suyunun dairesel diyagram ile temsil edilen kimyasal analizi. Işınsal eksen toplam miliekivalenler ile orantılıdır. Şekil 7.3'de verilen kimyasal analizin aynısı (Davis ve De Wiest, 1966'dan).



Şekil 7.5 İki kimyasal analizin ilk olarak Stiff'in ileri sürdüğü tarzda temsili. (a) Daha önceki üç şekildeki ile aynı analiz; (b) grafik sunumun şeklindeki zıtlığı gösteren ikinci analiz (Davis ve De Wiest, 1966'dan).

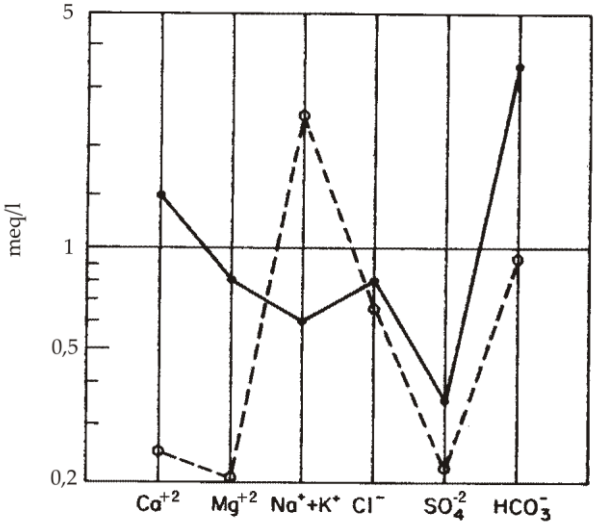
Bu diyagramların ikisi de pekçok örneğe ait katyon ve anyon bileşimlerini bir grafik üzerinde temsil etme imkanı verir. Bu şekilde, verilerdeki temel gruplaşmalar ve eğilimler görsel olarak ayırt edilebilir. Schoeller yarı logaritmik diyagramında katyonların ve anyonların toplam konsantrasyonları gösterilir. Üçgen diyagramlarda konsantrasyonlar yüzde olarak temsil edilir. Her analiz sadece bir nokta ile temsil edildiğinden, toplam konsantrasyonları çok farklı olan suların bu diyagramlar üzerindeki temsili özdeş olabilir. Sadece bir üçgen diyagramda karışıklığa yol açmadan çok sayıdaki analiz sonuçlarını göstermek mümkündür ve farklı iki kaynaktan karışan suların etkisini göstermek açısından kullanışlıdır. İki farklı suyun karışımı, iki noktayı birleştiren düz bir çizgi üzerine düşecektir. Yarı logaritmik diyagram yeraltı suyunun kalsit ve jips gibi mineraller açısından doygunluk indisini doğrudan tanımlamada kullanılmaktadır (Schoeller, 1962; Brown vd., 1972). Ancak, iyon komplekslerinin ve aktivite katsayılarının etkisinin ihmal edilmesiyle karşılaşılan hatalardan dolayı bu yaklaşımın kullanılması fazla tavsiye edilmemektedir. Hill ve Piper tarafından geliştirilen üçgen diyagramlardaki bazı aksaklıklar, Sovyet literatürüne S. A. Durov tarafından takdim edilen ve İngilizce literatürde Zaporozec (1972) tarafından tanımlanan diyagramlarla giderilmiştir. Şekil 7.8'de gösterilen bu diyagramın temeli, katyon ve anyon yüzdelerinin ayrı üçgenlerde gösterilmesidir. Bu açıdan bakıldığında Piper diyagramları ile aynıdırlar. Üçgenler üzerindeki iki örnek noktasından merkezdeki dörtgene doğru uzatılan çizgilerin kesişim noktası, majör iyon bileşimini yüzde cinsinden ifade eden noktayı verir. Çizgilerin bu noktadan bitişikteki ölçekli dörtgenlere uzatılmasıyla analizin toplam majör iyon konsantrasyonu, toplam çözünmüş madde, iyonik güç, özgül iletkenlik, sertlik, toplam çözünmüş inorganik karbon veya pH gibi pekçok bileşeni arasında herhangi iki parametrenin gösterilmesi

mümkündür. Buna örnek olarak toplam çözünmüş madde ve pH Şekil 7.8'de gösterilmiştir.

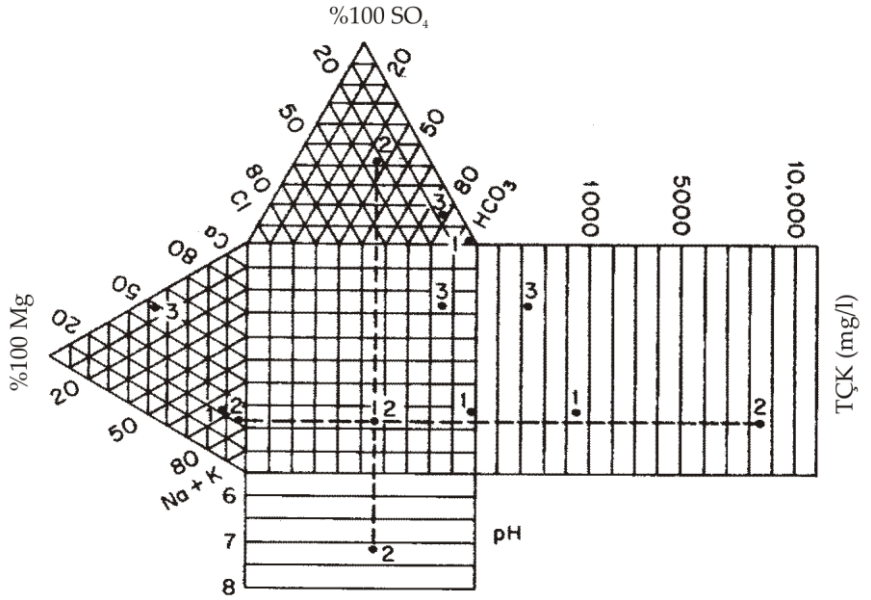


Şekil 7.6 Suyun kimyasal analizinin Hill (1940) ve Piper (1944) tarafından geliştirilen diyagramda litre başına toplam ekivalen yüzdesi olarak temsili.

Yukarıda sunulan diyagramlar yeraltı suyu akış sistemlerinde majör iyon kimyasındaki farklılıkları görsel olarak tanımlamada son derece yararlıdırlar. Su bileşimlerinin teşhis edilebilir gruplar veya kategoriler halinde gösterilebilmesi de çoğu zaman gerekli olmaktadır. Bu amaç için Back (1961, 1966), Morgan ve Winner (1962) ve Seaber (1962) tarafından hidrokimyasal fasiyes kavramı geliştirilmiştir. *Hidrokimyasal fasiyes* terimi jeologlar tarafından kullanılan *fasiyes* tanımının bir başka ifadesidir. *Fasiyes*, herhangi bir cisim veya sistemin birbirinden farklı fakat birbiriyle genetik olarak ilişkili parçaları olarak tanımlanır. Hidrokimyasal fasiyesler, belirli bileşim kategorileri içinde tanımlanabilen katyon ve anyon konsantrasyonlarının belirgin zonlarıdır. Bir bileşim kategorisinin tanımı, üçgen diyagramın genellikle Back (1961) ve Back ve Hanshaw (1965)'un önerdiği altbölümlere ayrılması şeklinde yapılmaktadır. Bu altbölümler Şekil 7.9'da gösterilmiştir. Potasyumun önemli

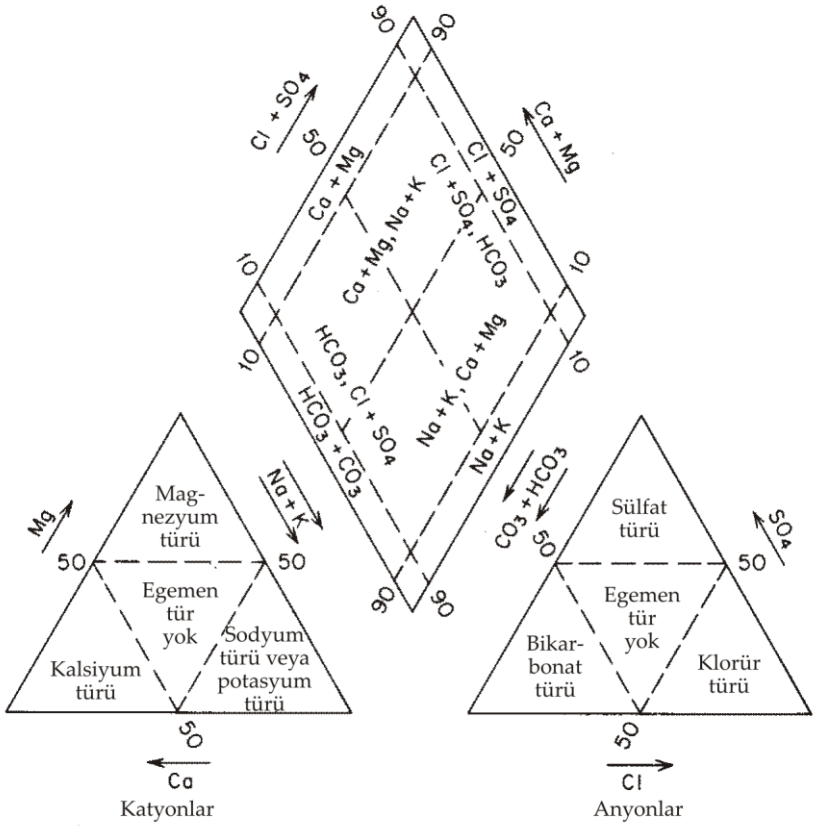


Şekil 7.7 Suyun kimyasal analizinin Schoeller yarı logaritmik diyagramında gösterimi (Şekil 7.6'daki ile aynı analizler).

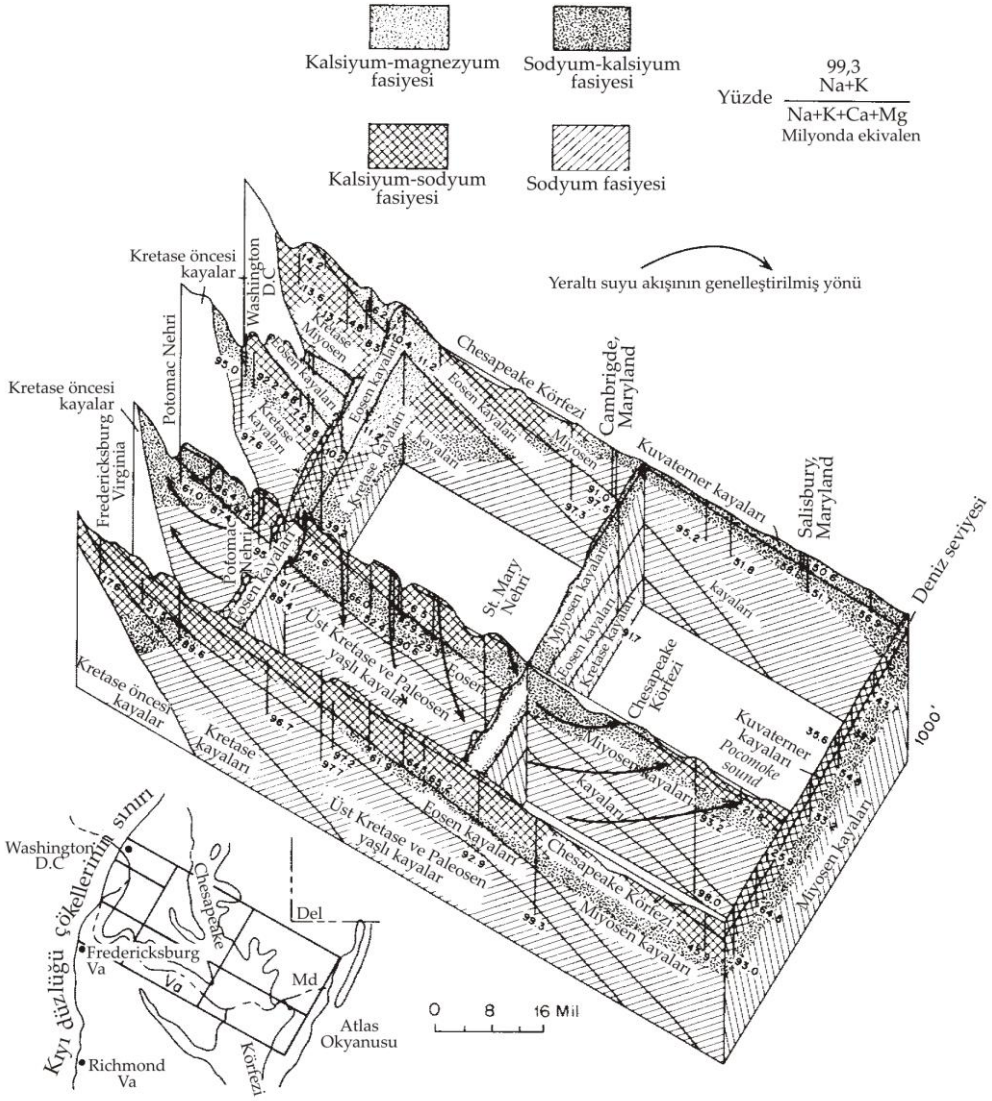


Şekil 7.8 Durov tarafından ortaya atılan ve Zaporozec (1972 tarafından tanımlanan diyagram üzerinde kimyasal analizlerin litre başına miliekivalen olarak temsili.

miktarlarda bulunması halinde sodyum ve potasyum normalde tek parametre olarak işaretlenir. Ayrı fasiyeslerin paralelkenar şekilli katyon-anyon grafiklerinde %0-10 ve %90-100 şeklindeki bölgelerle ifadesi genelde %25'lik eşit artışlar halindeki gösterimden daha kullanışlıdır. İncelemeye konu olan sudaki kimyasal karakteristiklerin en iyi şekilde temsil edilebilmesi için, yüzde kategorileri uygun şekilde seçilmelidir. Bazı durumlarda Şekil 7.9'dakinden daha çok sayıda altbölümleme yapmak daha yararlı olacaktır. Hidrokimyasal fasiyeslerin tayininde uygun bir sınıflama düzeni sağladıktan sonra bu fasiyeslerin bölgesel dağılımları genellikle harita, enine kesit veya panel diyagramlarıyla gösterilmeye çalışılır. A.B.D.'nin Kuzey Atlantik Kıyı Düzlükleri'ndeki katyon fasiyeslerinin dağılımını gösteren bir panel diyagramı örneği Şekil 7.10'da görülmektedir. Bu diyagram üzerinde bölgesel yeraltı suyu akışının genelleştirilmiş yönü de gösterilmiştir.



Şekil 7.9 Majör iyon yüzdeleri cinsinden anyon ve katyon fasiyeslerinin sınıflama diyagramı. Su türleri, diyagramda düştükleri bölgeye göre adlandırılır (Morgan ve Winner, 1962 ve Back, 1966'dan).



Şekil 7.10 Kuzey Atlantik Kıyı Ovası'nın bir kısmındaki yeraltı suyu akışının genelleştirilmiş yönlerini ve katyon fasiyeslerini gösteren panel diyagram (Back, 1961'den).

Sonuç olarak, kimyasal analizlerin grafik olarak sunulabileceği pekçok yöntem vardır ve hidrokimyasal fasiyesleri tanımlamada kullanılan çok değişik sınıflama sistemleri bulunmaktadır. Bu grafik yöntemlerden hangisinin kullanılacağını, ele alınan problemin özel şartları belirlemektedir.

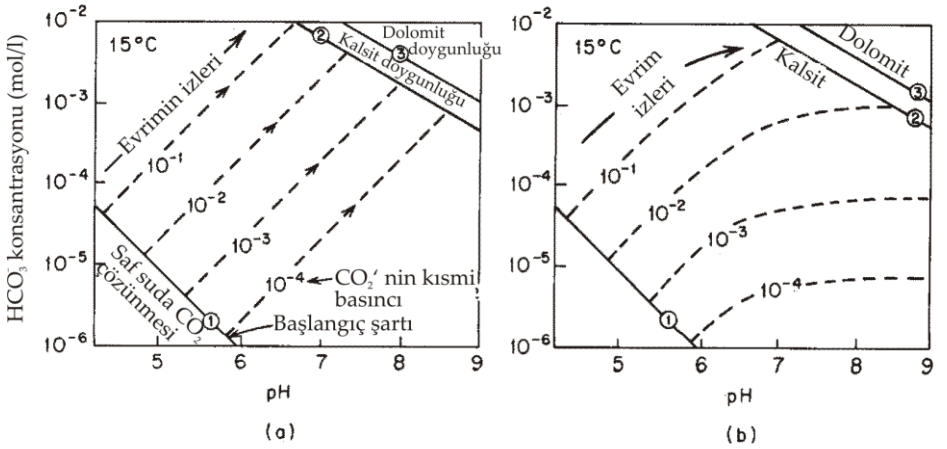
7.3 Karbonatlı Arazide Yeraltı Suyu

Su ile karbonat mineralleri arasındaki etkileşimin genel teorik çerçevesi 3. Bölümde verilmişti. Karbonat dengelerinin ayrıntılı tanımlamaları Garrels ve Christ (1965) tarafından verilmiştir. Buradaki amacımız, önemli miktarda karbonat minerali içeren jeolojik birimlerde yeraltı suyunun akışı sırasında, farklı durumlarda su kimyasının nasıl evrime uğradığını açıklamaya çalışmaktır.

Açık Sistem Çözünmesi

Kalsit ve dolomit içeren arazide süzülen yağmur ve kar suyu bu mineralleri doygunluk derecesine kadar çözebilmektedir. Çözünme, su tablasından yukarıda, boşlukların tamamen suyla dolu olmadığı ve gözeneklerde bolca CO_2 bulunan şartlarda oluşuyorsa, çözünme sürecinin *açık sistem koşullarında* geliştiğinden bahsedilir. Böyle bir sistemin jeokimyasal terimlerle tanımlanması Altbölüm 3.5'de yapılmıştır. Kalsit veya dolomitin çözünmesi açık sistemde izotermal şartlarda doğrudan dengeye doğru ilerliyorsa, suyun evrim izleri ve denge bileşimi belirlenebilir. Bir kimyasal evrim modeli geliştirmek için, suyun, organik maddenin biyokimyasal oksidasyonu ve bitki kökleri terlemesiyle oluşan sabit CO_2 kısmî basıncının sağlandığı bir zemin kuşağına girdiği varsayılacaktır. Zemin suyu, zemin atmosferindeki CO_2 ile çabucak dengeye gelir. Su, daha sonra zemin gözeneklerinde önüne çıkan kalsiti çözer. Sadece hesaplama maksadıyla, topraktaki CO_2 üretimi ile Difüzyonun birbiri ile dengede olmasından dolayı, CO_2 kısmî basıncının (P_{CO_2}) devamlı olarak sabit bir değerde kaldığı varsayılacaktır.

Mineral çözünmesinden önce P_{CO_2}'nin değişik kısıtlayıcı şartları altında oluşan pH ve HCO_3^- denge değerleri (3-5), (3-18), (3-19), (3-31) ve (3-32) eşitlikleri ve ardıl yaklaşımlar yöntemi kullanılarak hesaplanabilir. P_{CO_2}'nin 10^{-4}–10^{-1} bar aralığı için bulunan değerler Şekil 7.11(a)'da (1) No'lu çizgi ile gösterilmiştir. Bu çizgi *başlangıç şartlarını* temsil etmektedir. Kalsit veya dolomitin çözünmesi devam ederken, Şekil 7.11(a)'da (1) çizgisinden yukarı doğru uzanan evrim izleri boyunca spesifik P_{CO_2} değerleri için suyun pH'si ve HCO_3^- bileşeni artmaktadır. Evrim izleri, toplam çözünmüş inorganik karbonun kütle dengesi ilişkisini yukarıda belirtilen eşitlikler ile birlikte kullanmak suretiyle hesaplanır. İzler boyunca takip edilen adımlar, sudaki kalsit veya dolomiti küçük miktarlarda kuramsal olarak çözmek suretiyle yapılır. Su doygun hale gelene kadar suyun bileşimi bu izler boyunca evrimleşir. 15 ^{0}C için doygunluk şartları kalsit ve dolomit için sırasıyla (2) ve (3) çizgileriyle temsil edilmektedir. Sıcaklığın daha yüksek olması durumunda doygunluk çizgileri daha aşağıda; sıcaklığın düşük olması halinde ise çözünürlük daha fazla olacağından, doygunluk çizgileri daha yukarıda yer alır. Çözünmenin büyük iyonik güçteki çözeltiler içinde gelişmesi halinde evrim izleri ve doygunluk çizgileri az çok farklı konumlarda olacaktır.



Şekil 7.11 15 °C'da kalsit çözen suyun kimyasal evrim izleri. (a) Açık sistem çözünmesi; (b) kapalı sistem çözünmesi. (1) çizgisi CO_2 yüklü suyun başlangıç şartını; (2) çizgisi kalsit doygunluğunu; (3) çizgisi de dolomitin benzer şartlarda çözünmesi durumunda dolomit doygunluğunu temsil eder.

Zemin zonuna süzülen su doygunluk çizgisi üzerinde bir konuma gelecek şekilde evrimleşip sonra da çizgi dışında bir noktaya gelecek şekilde dengesizliğe evrimleşebilir. Sözgelimi, yüksek P_{CO_2} kısmî basıncı altındaki su önce zeminin üst katmanlarındaki kalsit veya dolomit açısından dengeye gelebilir ve daha sonra da zemin gözeneklerinde P_{CO_2} kısmî basıncının farklı olduğu daha derin bir doymamış zona hareket edebilir. Daha derindeki doymamış zonda daha düşük P_{CO_2} kısmî basıncının olması halinde süzülen su havaya CO_2 verecektir. Bu duruma gaz kaybetme veya gazsızlaşma denir. Bunun sonucunda zemin suyunun pH'si yükselir. Gazsızlaşma normalde karbonat minerallerinin çökeliminden çok daha hızlı geliştiği için, su kalsit veya dolomit açısından aşırı doygun hale gelir. Suyun evrimi Şekil 7.11(a)'daki doygunluk çizgilerinin yukarısında olacaktır.

Doygun olmayan zonda CO_2 üretim zonunun altındaki CO_2 kısmî basıncı başlıca iki çeşit gaz difüzyonu tarafından kontrol edilmektedir. Bunlardan biri, zemindeki organik maddece zengin katmanlardan aşağı doğru gelişen gaz difüzyonu miktarıdır. İkincisi de, derin büzülme çatlakları, donma çatlakları, kök delikleri ve oygu yapıları gibi kısa devre yapan izler boyunca atmosfere kaçan difüzyon miktarıdır. Sonuçta, yılın belli bir zamanında toprak altındaki doygun olmayan zonda düşük P_{CO_2} şartları oluşabilmektedir. Bu dönemlerde derin süzülmelerin meydana gelmesi halinde, karbonat mineralleri açısından aşırı doygun şartlar oluşacaktır.

Yukarıdaki açıklamalarda, toprakta veya suya doygun olmayan kuşakta önemli miktarlarda karbonat minerallerinin bulunması halinde, doygunluk derecesinde veya ona yakın düzeyde bir çözünmenin oluşması beklenir. Şimdi, kütle-denge yaklaşımını kullanarak, doygunluğa erişmek için ne kadar mineral maddesi bulunması gerektiğini

bulacağız. Şekil 3.7'den, CO_2'nin nispeten yüksek olan 10^{-1} bar kısmî basınç değerinde, açık sistem şartlarında kalsitin dengeye çözünmesinden sonra, çözeltide 6,3 mmol Ca^{+2} oluşacaktır. Çözünen her bir kalsit molü çözeltide 1 mol Ca^{+2} üreteceğinden, bu şartlar altında dengeyi sağlamak için, bir litre çözeltide 6,3 mmol (0,63g) çözünmüş kalsite ihtiyaç olduğu söylenebilir. Kalsitin bu miktarını jeolojik malzemelerin ağırlıklarının yüzdesi cinsinden ifade edebilmek için; malzemenin granüler, gözenekliliğin %33 ve spesifik gravitenin de 2,65 olduğu kabul edilecektir. Buradan, boşlukların katı partiküllere hacimsel oranı 1:2 ve bir litre boşluk hacmine karşılık gelen katı kütlesi 5300 g olacaktır. Boşluklarının tamamı suyla dolu olan 5300 g katı kütlesinden 0,63 g kalsit çözünürse, su kalsite doygun hale gelir. 0,63 g kalsitin ağırlıkça toplam katılara oranı %0,01'dir. Bu düzeydeki kalsit içeriği jeologlar tarafından kullanılan mineralojik analiz yöntemlerinde algılanma sınırının çok altındadır. Bu örnek ile, küçük; hatta önemsiz miktardaki mineral bileşeninin yeraltı suyu kimyası üzerinde oluşturduğu kuvvetli etki anlatılmaya çalışılmıştır. Bu genelleştirme, yeraltı suyu kuşağında bulunan diğer pekçok mineral türü için de geçerlidir.

Kapalı Sistem Şartları

Karbonat mineralinin hiç bulunmadığı toprakta veya toprak altındaki doygun olmayan kuşakta, CO_2 ile yüklü süzülme suyu çok fazla bir CO_2 tüketimi olmadan doygun kuşağa kadar gidebilir. CO_2 süzülme sırasında çözeltide H_2CO_3 ve $CO_2(aq)$ şeklinde bulunur ve HCO_3^-'a dönüşmez. Burada, alüminosilikat maddelerinin yıkanması sonucunda oluşan CO_2'nin HCO_3^-'a çok düşük miktardaki dönüşümü hesaba katılmayacaktır. Bu minerallerin yeraltı suyundaki çözünmüş inorganik karbon üzerine etkisi Altbölüm 7.4'de ele alınmıştır.

Çok fazla bir CO_2 kaybı olmadan beslenme suyunun su tablasına kadar süzülüp sonra da doygun kuşakta akış yolu üzerinde karbonat mineralleri ile karşılaşması halinde meydana gelen çözünme *kapalı sistem şartlarında* oluşur. H_2CO_3, HCO_3^-'a dönüşürken [bkz. (3-54) eşitliği] H_2CO_3 konsantrasyonu ve CO_2 kısmî basıncı azalacaktır. Karbonat kayalarında ve birçok diğer kalkerli katmanlarda su tablası altında yeni CO_2 takviyesi söz konusu değildir. Bu durumun istisnaları Altbölüm 7.5'de tartışılmıştır. Su, açık sistem durumunda olduğu gibi, P_{CO_2} ve pH ile tanımlanan belirli bir başlangıç şartından sistemde mevcut karbonat mineralleri açısından bir doygunluk şartına doğru ilerleyecektir. Şekil 7.11(b)'de başlangıç şartları, doygunluk şartları ve kapalı sistem çözünmesinin bazı temsilci evrim izleri görülmektedir. Evrim izleri ve doygunluk çizgileri, açık sistem durumuna benzer prosedürler kullanarak hesaplanmıştır. Bu hesaplamaları yaparken P_{CO_2} değişken olarak alınmış ve toplam inorganik karbon da başlangıçtaki CO_2 ile karbonat-mineral çözünmesinden gelen karbonun toplamı olarak değerlendirilmiştir.

Şekil 7.11(a) ile (b) arasında bir karşılaştırma yapıldığında açık ve kapalı sistem şartlarında kalsit veya dolomitden çözünen HCO_3^- değerleri ve pH dengesinin farklı olduğu görülecektir. P_{CO_2}'nin herhangi bir başlangıç değerinde çözünürlük büyük olduğundan, doygunluktaki açık sistem pH değerleri daha düşük ve HCO_3^- ile Ca^{+2} konsantrasyonları ise daha yüksektir. Yüksek P_{CO_2} başlangıç şartlarında iki sistemin su kimyaları arasındaki fark en az düzeydedir. Şekil 7.11(b)'de, kısmen zemin kuşağının P_{CO_2} aralığı içinde, kapalı sistem şartlarında 8'den daha büyük pH düzeylerine evrimleşmenin mümkün olduğu görülmektedir. Ancak, açık sistem şartlarında denge pH değerleri 8'in altındadır. Karbonatlı arazideki doğal yeraltı suyunun pH'si hemen hemen değişmez bir şekilde 7,0 ile 8,0 arasında olup buralarda açık sistem şartlarının yaygın olduğu sonucu çıkmaktadır.

Yukarıdaki tartışmada yeraltı suyunun kimyasal evrimi zamandan bağımsız spesifik sınır koşullarında, açık ve kapalı CO_2 sistemlerindeki uygun kısıtlayıcı şartlar çerçevesinde ele alınmıştır. Tabiatta CO_2, kısmî basınç, zemin sıcaklıkları ve yavaş difüzyon kontrollü reaksiyon süreçlerindeki değişimler hidrokimyasal modellerimizde öngördüğümüz şartlardan önemli derecede farklı sapmalara neden olabilir. Bazı durumlarda süzülen yeraltı suyu bir yere kadar açık sistem evrim izlerinde ilerleyip sonra su tablası altına hareket ederek yolunun geri kalan kısmında kapalı sistem şartlarında doygunluğa evrimleşebilir. Adsorpsiyon, katyon değişimi, gaz difüzyonu ve mekanik dispersiyon gibi diğer etmenler suyun kimyasal evrimini etkileyebilir. Bazen su tablası üzerinde kapalı sistem veya kısmen kapalı sistem çözünmeleri gerçekleşebilir. Ancak, açık ve kapalı sistem modelleri çoğu hidrojeolojik koşullar için kimyasal verilerin yorumlanmasında yararlı bir iskelet oluşturabilir. Diğer taraftan, arazi verilerinin yorumlanmasında bu modelleri daha sağlam temellere oturtarak kullanabilmek için, doygun olmayan kuşakta CO_2 kısmî basıncının dağılımı konusunda daha çok çalışmaya ihtiyaç vardır.

Uyuşmayan Çözünme

Uyuşmayan çözünme kavramı Altbölüm 3.5'de takdim edilmişti. Bu kavramın kalsit-dolomit-su sistemine özel bir uygulaması aşağıda ele alınmıştır. Bir önceki altbölümde yapılan açıklamalar kalsit ve dolomitin (yeraltı suyu sisteminde mevcut olmaları halinde) birbirinden bağımsız olarak çözüneceği şartına dayalıdır. Her ne kadar Şekil 7.11'de kalsit ve dolomitin ikisi için de doygunluk çizgileri verilmiş olsa da, bu çizgilerin farklı sistemlerde çözünen kalsit ve dolomit için hesaplandığı hatırdan çıkarılmamalıdır. Gerçekte karşılaşılan çoğu durumda olduğu gibi, bu minerallerin aynı hidrojeolojik sistem içinde oluşması halinde, bunların çözünmeleri ya birlikte ya da birbirinin ardı sıra olur. Böyle bir durum ise, yukarıda sunulan diyagramlardakinden çok farklı denge ilişkilerini gerektirir.

Kalsit ve dolomit için doygunluk şartları, denge sabiti ve aktiviteler cinsinden aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$K_c=[Ca^{+2}][CO_3^{-2}] \quad (7\text{-}5)$$

$$K_d=[Ca^{+2}][Mg^{+2}][CO_3^{-2}]^2 \quad (7\text{-}6)$$

Buradaki *c* ve *d* alt simgeleri sırayla kalsit ve dolomiti temsil etmektedir. Yeraltı suyunun dolomiti 10 ^{0}C'da doygunluk derecesinde çözüp sonra da kalsit içeren bir kuşağa akması durumunda kalsit çözünmesi olmayacaktır; çünkü, su kalsit açısından doygunluğa erişmiştir. Bu sonuç, Tablo 3.7'de verilen K_c ve K_d değerlerine dayanmaktadır. Dolomite göre denge durumunda $[Ca^{+2}][CO_3^{-2}]$ iyon-aktivite çarpımı $K_d^{1/2}$'ye eşit olup bu da yaklaşık 10 ^{0}C'da K_c'ye eşittir (Tablo 3.7). Tablo 3.7'deki verileri kullanarak $K_d^{1/2}$ ile K_c arasında bir karşılaştırma yapılırsa, 10 ^{0}C'dan daha düşük sıcaklıklarda $K_d^{1/2} > K_c$; ve 10 ^{0}C'dan büyük sıcaklıklarda $K_d^{1/2} < K_c$ olduğu görülür. Bu nedenle, eğer yeraltı suyu dolomiti 10 ^{0}C'dan küçük sıcaklıklarda denge şartında çözerse, su kalsit bakımından aşırı doygun olur ve kalsit çökelimi gerçekleşir. Sistem, dolomit çözünmesinin kalsit çökelim hızına eşit olduğu şartlara doğru evrimleşir. Dolomit çözünmesi ve kalsit çökelmesinin birlikte oluşması süreci *dolomitin uyuşmayan çözünmesi* olarak ifade edilir.

Yeraltı suyu dolomiti 10 ^{0}C'dan yüksek sıcaklıklarda dengeye gelecek şekilde çözdükten sonra kalsit bulunduran bir zona karışırsa, $K_d^{1/2} < K_c$ olduğundan su kalsiti çözebilecektir. Kalsit çözünmesi sudaki $[Ca^{+2}]$ ve $[CO_3^{-2}]$'yi artırarak suyun dolomit bakımından aşırı doygun olmasına neden olur. Dolomitin çökelme reaksiyonu süreci çok yavaş olduğundan, aşırı doygunluk durumu çok az bir dolomit çökelimiyle veya hiç çökelim olmadan uzun zaman devam edebilir. Önemli miktarda dolomit çökelimi olması halinde kalsit çözünme süreci uyumsuz karakterde olacaktır. Geniş zaman aralıklarında dolomit ve kalsitin uyuşmayan çözünmesi, suyun kimyasal evrimi ve yerli kayanın mineralojik evrimi üzerinde önemli derecede etkili olabilmektedir.

Yeraltı suyu önce kalsiti dengeye kadar çözer, sonra da dolomit ile karşılaşırsa sıcaklık şartlarından bağımsız olarak dolomit çözünür. Çünkü, su, dolomit dengesi oluşmadan önce önemli miktarda Mg^{+2} aktivitesi kazanmak zorundadır [(7-6) eşitliği]. Ancak, dolomit çözünmesinin ilk aşamalarından itibaren bile, dolomitten gelen $[Ca^{+2}]$ ve $[CO_3^{-2}]$ ile su kalsit bakımından aşırı doygun olur ve kalsit çökelimi gerçekleşir. Bu nedenle de dolomit çözünmesi tam olmayan şekilde olur. Kalsit çökelimi olurken su dolomit bakımından tam doygunluğa erişmemiştir. Bu durumun dolomit içeren bir kuşakta meydana gelmesi halinde, kalsit çökelirken dolomit çözünmeye devam edecektir. Sonuçta, Ca^{+2}/Mg^{+2} molal oranında bir azalma olacaktır.

Yukarıdaki tartışmada kalsit ve dolomitin uyuşmayan çözünmesi kavramı, yeraltı suyunun akış yolunda kalsit ve dolomit ile peş peşe karşılaştığı varsayımına dayalı olarak açıklanmıştır. Bunun anlamı, su önce bir mineral ile; daha sonra da diğeri ile reaksiyona girmektedir. Buzul tili veya kısmen dolomitleşmiş kireçtaşı gibi çoğu hidrojeolojik sistemlerde kalsit ve dolomit aynı katmanda bir arada bulunur. Bu mineraller bakımından doygunluk derecesine erişmemiş suyla temasa geldiklerinde de

birlikte çözünmeleri beklenir. Bu durumdaki tam olmayan çözünme ilişkileri efektif çözünmedeki farklılıkla birlikte sıcaklık ve P_{CO_2} tarafından kontrol edilecektir. Çözünme oranındaki farklılıklar Ca^{+2}/Mg^{+2} molal oranını belirler. Sözgelimi, eğer su toprağa süzülüp CO_2 ile yüklenir ve daha sonra da hem kalsit hem de dolomit içeren bir zemin kuşağına girerse, bu minerallerin ikisi de çözünür. Eğer kalsit dolomitden çok daha hızlı çözünürse, kalsit doygunluğuna dolomit doygunluğundan çok önce ulaşılır. Kalsit doygunluğuna erişildikten sonra dolomit doygunluğa erişinceye kadar çözünmeye devam eder fakat tam olmayan şekilde olur. Başlangıçta yüksek olan Ca^{+2}/Mg^{+2} molal oranı, dolomitten Mg^{+2} sağlanırken kalsit çökelimi işleminde Ca^{+2} kaybıyla çok daha küçük bir değere evrimleşir. Bu şartlar altında, kalsitin aşırı doygunluğu yeraltı suyu akış rotaları boyunca uzun mesafelerde devam edebilir.

Diğer taraftan, eğer dolomit kalsitten daha hızlı çözünecek olursa, Ca^{+2}/Mg^{+2} molal oranı yukarıda tanımlanan durumdakinden çok daha düşük olacaktır. Bu durum, jeolojik birimlerde dolomitin çok yüksek oranlarda bulunması halinde gelişir. Böyle bir durumda, dolomitin reaksiyona giren yüzey alanı kalsitinkinden çok daha büyük olacaktır. Dolomit doygunluğuna çabuk erişilmesi durumunda, kalsit çözünmesi için çok az bir fırsat olacaktır. Buradaki mantık, yukarıda açıklanan peş peşe dolomit-kalsit çözünmesi ile benzerlik arz eder. Uyuşmayan çözünme şartlarının gelişmesinde su sıcaklığı da etkili olabilir.

Sonuç olarak, kalsit ve dolomit içeren yeraltı suyu sistemlerinin Ca^{+2}/Mg^{+2} molal oranları çözünme sırası, birlikte çözünme, uyuşmayan çözünme, CO_2 kısmî basıncı, sıcaklık ve diğer faktörlere bağlı olarak "bir"den küçük veya büyük çok geniş aralıklarda bulunabilir. Karbonat sistemlerinden alınan su bileşiminin sadece basit açık veya kapalı çözünme modelleri içinde yorumlanması bazı durumlarda yanıltıcı olabilir. Katyon değişim reaksiyonları da yeraltı suyunun Ca^{+2}/Mg^{+2} molal oranlarında değişime neden olabilir fakat, yukarıda da ifade edildiği gibi, bu değişimleri açıklamak için kullanılmalarına gerek yoktur.

Diğer Faktörler

Tablo 3.7'de işaret edildiği gibi, kalsit ve dolomitin çözünürlükleri sıcaklığa çok bağımlıdır. Bu minerallerin çözünürlük-sıcaklık ilişkileri, CO_2'nin düşük sıcaklıklarda daha çok çözünmesi ve K_c ve K_d değerlerinin yüksek olmasından dolayı, alışılmışın dışındadır. Hemen hemen diğer tüm minerallerde durum tersidir; yani, yüksek sıcaklıklarda çözünme daha fazladır. Önceki altbölümde sıcaklığın tam olmayan ilişkilerdeki etkisi dikkate alınmamıştır. Burada, karbonat arazideki yeraltı suyunun kimyasal evrimini, sıcaklığı da dikkate alarak daha geniş bir açıdan değerlendireceğiz.

Kış mevsiminde karın zemin yüzeyinde yığışıp uzun zaman beklediği iklim bölgelerinde yeraltı suyu beslenmesinin en önemli bölümü ilkbaharda kar erimeleri sırasında meydana gelir. Eriyen kar suyu soğuk; hatta kısmen donmuş toprak zonunu geçerek aşağıdaki su tablasına doğru süzülür. Kanada'nın geniş bir kesiminde ve

A.B.D.'nin kuzeyinde toprak zonunda veya daha aşağıdaki zemin zonunda sığ derinliklerde bol miktarda karbonat mineralleri oluşumu söz konusudur. İlkbahar erimeleri sırasında çözünme işlemi çok düşük sıcaklıklarda açık veya hemen hemen açık sistem şartlarında gelişebilir. Zemin yüzeyinden birkaç metreden daha aşağı derinliklerdeki sıcaklık normalde birkaç derece daha yüksektir. Kalsit ve dolomite doygun su, soğuk zondan daha aşağıdaki sıcak zona süzülürken sıcaklıktaki bu artıştan dolayı kalsit ve dolomit açısından aşırı doygun olacaktır.

Örnek olması bakımından başlangıçta kalsite doygun ve 0 ^{0}C'daki suyu ele alalım. Bu su, ilkbaharda kar erimesi ile toprakta süzülen suyu temsil edebilir. Su, donma zonundan daha derine doğru; sıcaklığı yıllık ortalamaya yakın jeolojik birimlere doğru süzülürse, kalsit bakımından aşırı doygun olur. Su, yeraltı suyu akış sisteminde daha derine doğru hareket ederse, jeotermal gradyandan dolayı sıcaklık artışı devam eder. Kalsit çökeliminin bir sonucu olarak sıcaklık etkisi Ca^{+2} ve CO_3^{-2} kaybı ile dengelenmediği sürece su giderek daha aşırı doygun olacaktır. Kalsitin 0 ^{0}C'daki çözünürlüğü 25 ^{0}C'da ve 10^{-2} bar kısmî basınç altındaki çözünürlüğünün yarısı kadardır. Bu örnekten anlaşıldığı kadarıyla, yeraltı suyu akış yolu boyunca toplam çözünmüş maddenin ille de artması gibi zorunluluk bulunmamaktadır. Ancak, tabiatta karbonat minerali çözünmesindeki azalmalar diğer minerallerin çözünmesiyle artan çözünmüş madde tarafından gölgelenmektedir.

Karbonat minerali çözünmesi ve çökelimi bölgesel yeraltı suyu akış sisteminde ele alınacak olursa, su önce sıcaklığın düşük olduğu beslenme alanlarından daha derindeki yüksek sıcaklık zonlarına hareket eder ve oradan da tekrar sığ ve soğuk olan boşalım zonlarına geçer. Beslenme alanlarında kalsit ve dolomit açısından doygun sular için, derin zonlar kalsit ve dolomit için çökelme zonu olur. Daha soğuk olan boşalım alanlarında, karbonat minerallerinin mevcut olduğu ve diğer mineral-su etkileşiminin doygunluk derecesini önemli ölçüde değiştirmediği durumlarda, çözünme tekrar oluşacaktır.

Yukarıda ele alınan hidrokimyasal evrim süreçlerinde sudaki karbonat olmayan tuzların etkisi ihmal edilmiştir. Suda Na^+, K^+, Cl^- ve SO_4^{-2} gibi karbonat olmayan mineral oluşturan iyonların önemli miktarda bulunması halinde, karbonat-mineral dengesi iyonik güç ve kompleks iyon oluşumu tarafından etkilenir. Bu sonuç, Altbölümler 3.3 ve 3.5'den de çıkarılabilir. Yüksek tuzluluk, tüm majör iyonların çözeltideki aktivite katsayısı değerlerinin azalmasına neden olan yüksek iyonik güçte ortaya çıkar (Şekil 3.3). Bu nedenle de kalsit ve dolomitin çözünürlükleri artar. Hidrokimyasal modellerin geliştirilmesinde tatlı sudan acı suya değişen tuzluluk aralığında iyonik gücün etkisi nicel olarak hesaba katılabilir. Ancak, tuzlu veya çok tuzlu çözeltilerde aktivite katsayısı ilişkilerinde büyük belirsizlikler söz konusudur.

Kalsit veya dolomit çözünmesinden kimyasal olarak etkilenen yeraltı suyu Ca^{+2} ve Mg^{+2} konsantrasyonları üzerinde etkin olan diğer mineraller tarafından da etkilenmektedir. Sözgelimi jipsin ($CaSO_4.2H_2O$) çözünmesi Ca^{+2} konsantrasyonlarında büyük artışa neden olur. Altbölüm 3.5'de açıklanan ortak iyon etkisiyle bu durum suda kalsit veya dolomit açısından aşırı doygunluğa neden olur ya da akış yolu boyunca bu

minerallerle karşılaşan suyun kalsit veya dolomit çözme yeteneği önemli ölçüde sınırlanmış olur. Kil minerallerinin bulunması halinde katyon değişim süreçleri katyonların oranında büyük değişimlere neden olur ve suyun karbonat mineralleri bakımından doygunluk derecesinde değişimler meydana gelir. Yeraltı suyunun kimyasal evriminde ortak iyon etkisi ve katyon değişiminin rolü Altbölüm 7.5'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Yeraltı suyu ile karbonat mineralleri arasındaki dengeleri tanımlamak için geliştirilen jeokimyasal modellerde, mineraller nispeten saf haldeyken yapılan deneylerden elde edilen termodinamik verilerin kullanılması yaygın bir uygulama şeklidir. Ancak, doğal sistemlerde kalsit veya dolomit ideal bileşimden önemli derecede sapmalar gösterebilir. Sözgelimi, kalsit katı çözeltide Ca ile beraber yüzde birkaç kadar Mg içerebilir. Karbonat minerallerinde saflığı bozan Sr ve Fe'e sıkça rastlanır. Her ne kadar saflığı bozan bu maddeler yeraltı suyundaki elementler için önemli bir kaynak olsa da, bunların kalsit veya dolomitin denge sabitleri üzerindeki etkileri genellikle küçüktür. Ancak, bazı durumlarda saflığı bozan maddelerin oksidasyon ve hidroliz reaksiyonları önemli miktarda H^+ oluşmasına ve bu nedenle de pH'nin düşmesine neden olabilir. Karbonat sistemi hakkındaki değerlendirmemizde, karbonat minerallerinin çözünme ve çökelme süreçlerinin doğada hidrokimyasal sistemde aynı anda oluşan diğer birçok süreçten izole edildiğini özellikle vurgulamak gerekir. Gerçek yeraltı suyu sistemlerinden elde edilen kimyasal verilerin yorumlanmasında, daha karmaşık hidrokimyasal süreçlerin de genellikle hesaba katılması gerekmektedir.

Kimyasal Analizlerin Yorumlanması

Kalsit ve dolomit dünyada sedimenter kayaların bol olduğu her yerde bulunur. Tüm bu bölgelerdeki veya en azından temsilci olabilecek sayıda bölgelerdeki yeraltı suyunun kimyasal evriminin tanımlanması; altından kalkması zor bir iş olup, kitapta birkaç bölüm ayrılsa bile mümkün değildir. Bunun yerine, daha az sayıdaki karbonat kaya sistemlerinde yeraltı suyunun hidrokimyasal karakteristiklerini özet olarak sunacağız ve sonra da bu sistemler için geliştirilen bazı jeokimyasal yorumlamaları tanımlayacağız. Bu amaçla, orta Pennsylvania, orta Florida ve orta-güney Manitoba karbonat kaya akiferleri seçilmiştir. Bu üç akiferin bulunduğu bölgelerdeki iklimsel ve hidrolojik şartlar çok farklıdır. Üç akifer sistemine ait lokasyon, jeoloji ve hidrojeoloji özellikleri Tablo 7.2'de özetlenmiştir. Pennsylvania akifer sistemi ile ilgili bilgiler Jacobson ve Langmuir (1970) ve Langmuir (1971)'den alınmıştır. Florida akifer sistemi Back ve Hanshaw (1970) ve Hanshaw vd. (1971) tarafından tanımlanmıştır. Manitoba dolomit akiferinin bu karşılaştırmadaki hidrojeoloji kısmı Goff (1971) tarafından tanımlanmıştır. Render (1970) bu akifer sisteminin bölgesel çalışması üzerine rapor yazmıştır.

Hidrokimyasal incelemelerde arazideki pH ölçümleri itinayla yapılmıştır. Veri derlemesinde kullanılan kimyasal analizlerdeki yük-denge hataları %5'den azdır (yük-denge hatasının kabul edilebilir değerleri Altbölüm 3.3'de tanımlanmıştır).

Pennsylvania'daki çalışmada 29 kaynak ve 29 kuyuya ait kimyasal analizler yapılmıştır. 29 kuyudan 20'si dolomitte, 9'u da kireçtaşındadır. Kaynakların 22'si kireçtaşından, 7'si de dolomitten boşalmaktadır. Florida akiferinin hidrokimyasal incelemesinde 53 kuyuya ait örneklerin analizi yapılmıştır. Burada sadece 39 kuyuya ait veriler kullanılmıştır. Okyanus kıyısına yakın tuzlu su kuşaklarındaki karışmanın etkisinden kaçınmak için, diğer kuyular dahil edilmemiştir. Manitoba akiferinin hidrokimyasal incelemesinde 74 kuyudan örnekler analiz edilmiştir.

Tablo 7.2 Su bileşimi verileri Tablo 7.3'de özetlenen karbonat kayası akifer sistemlerinin hidrojeolojik karakteristikleri.

	İnceleme Alanları		
	Pennsylvania*	Florida	Manitoba
Coğrafya	Vadi ve Sırt Provensi'nin Appalachian bölümü, Orta Provens	Orta Florida bölgesel kireçtaşı akiferi	Orta-güney Manitoba'-da göller arası bölgede buzul ovası
İklim ve yıllık yağış	Nemli, kıtasal 990 mm	Tropik ve yarı-tropik 1400 mm	Yarı-nemli, kıtasal 500 mm
Akifer türü ve yaş	Şeyl ve kumtaşı arasında dolomit ve kireçtaşı tabakaları	0-50 m kil, kum ve çakıl ile üzerlenen Tersiyer kireçtaşı	0-30 m buzul tili ile üzerlenen Siluriyen dolomiti
Su tablasına derinlik	10-100 m	0-30 m	0-10 m
Akifer kalınlığı	Çok değişken	100-700 m	5-50 m
Beslenme alanları	Obruklar, nehir yatakları, sızma, ince toprak, mostralar ve buzul çökellerinden süzülmeler	Mostra alanları ile kum ve çakıl alanları	İnce buzul tili alanları ve yerel mostralar
Kuyu derinlikleri	30-150 m	50-400 m	10-50 m
Yeraltı suyu yaşı	Yerel kaynaklar: günler Bölgesel kaynaklar: aylar Kuyular: haftalar - aylar	Beslenme alanlarında aylar-yıllar mertebesinden başka yerlerde binlerce yıla	Aylar-yıllar

* Bu çalışma alanındaki örnekler yerel kaynaklardan, bölgesel kaynaklardan ve kuyulardan derlenmiştir. Yerel kaynaklar dağ eteklerinde karbonat kayalarından çıkmakta; bölgesel kaynaklar vadi aşağı lokasyonlarda boşalmaktadır.

Kaynak: Back ve Hanshaw, 1970; Goff, 1971; ve Langmuir, 1971.

Bu üç çalışma alanına ait yeraltı suyunun sıcaklık, majör iyon konsantrasyonu, pH, P_{CO_2} ve kalsit, dolomit ve jipsin doygunluk indisinin ortalama değerleri ve standart sapmaları Tablo 7.3'de verilmiştir. Tabloda, üç alana ait önemli benzerlikler ve farklılıklar görülmektedir. İncelenen alanların hepsinde egemen anyon HCO_3^- ve ikinci bol anyon da SO_4^{-2}'dür. Cl^- konsantrasyonları genellikle çok düşüktür. Manitoba akiferindeki ortalama HCO_3^- içeriği Florida akiferinin ve Pennsylvania akiferi kaynak örneklerinin ortalamasının iki katından fazladır. Pennsylvania kuyu örneklerinin ortalama HCO_3^- içeriği bu iki uç değerarasında bulunmaktadır. Manitoba ve Florida akiferlerinin ortalama pH değerleri birbirine yakındır. Pennsylvania akifereninki biraz daha düşüktür. Ancak, neredeyse tüm örneklerin pH değerleri 7-8 gibi dar bir aralıktadır. Manitoba akiferinde Ca^{+2}/Mg^{+2} molal oranı "bir"den küçük iken diğerlerinde büyüktür.

Tablo 7.3 Orta Florida, Orta Pennsylvania ve Orta-güney Manitoba'daki karbonat kayası akiferlerine ait kimyasal verilerin özeti.

	Pennsylvania dolomit ve kireçtaşı akiferi				Florida kireçtaşı akiferi		Manitoba dolomit akiferi	
	Kaynaklar		Kuyular					
	$\overline{X}$ [a]	σ [b]	$\overline{X}$ [a]	σ	$\overline{X}$ [a]	σ	$\overline{X}$ [a]	σ
Sıcaklık (°C)	10,9	1,3	18,0	1,2	24,4	1,2	5,1	0,9
pH	7,37	1,5	7,47	0,3	7,69	0,25	7,61	0,25
K^+	1,6	0,6	1,5	1,4	1,0	0,8	9	7
Na^+	3,8	1,8	3,1	3	7,9	5,3	37	36
Ca^{+2}	48	11	55	22	56	25	60	15
Mg^{+2}	14	11	28	14	12	13	60	21
HCO_3^-	183	43	265	83	160	40	417	101
Cl^-	8,2	3,5	10	9	12	9	27	26
SO_4^{-2}	22	5	20	15	53	94	96	127
P_{CO_2}(atm)	$10^{-2,2\pm0,15}$		$10^{-2,15\pm0,43}$		$10^{-2,51\pm0,35}$		$10^{-2,11\pm0,33}$	
SI_{kal} [c]	–0,39	0,25	–0,16	0,12	0,12	0,18	–0,04	0,17
SI_{dol} [c]	–1,2	0,74	–0,36	0,23	–0,23	0,49	–0,27	0,35
SI_{jips} [c]	–2,0	0,14	–2,2	0,46	–2,3	0,8	–1,8	0,53

[a] : ortalama

[b] : standart sapma

[c] : logaritmik formda açıklanan doygunluk indisi:

$SI_{kal}=\log([Ca^{+2}][CO_3^{-2}]/K_{kal})$

$SI_{dol}=\log([Ca^{+2}][Mg^{+2}][CO_3^{-2}]^2/K_{dol})$

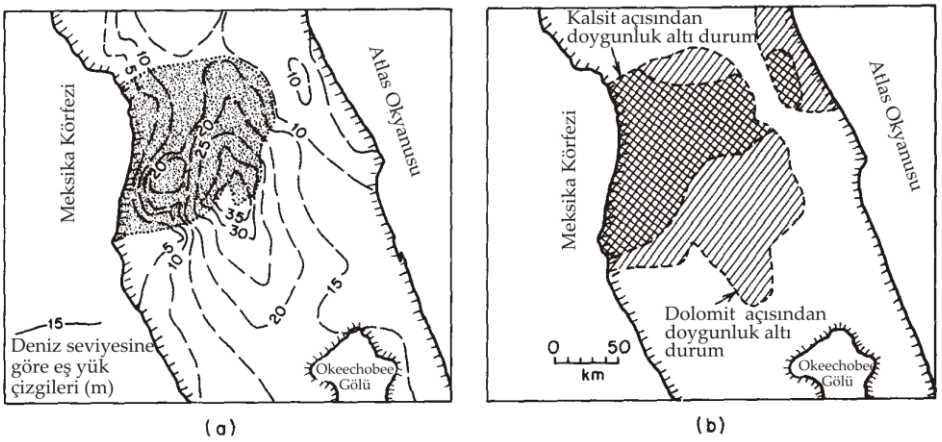
$SI_{jips}=\log([Ca^{+2}][SO_4^{-2}]/K_{jips})$

Kaynak: Back (yazılı haberleşme); Goff, 1971; ve Langmuir, 1971.

Bu hidrokimyasal bilginin yorumlanmasına üç akiferdeki yeraltı suyu için hesaplanan P_{CO_2} değerlerinin yer atmosferindeki P_{CO_2} değerinin ($10^{-3.5}$ bar) çok üzerinde olduğuna dikkat çekerek başlayacağız. Buradan, söz konusu akiferlerdeki yeraltı suyunun süzülme sırasında CO_2 ile yüklendiği anlaşılmaktadır. Önemli bir diğer gözlem de bu alanların yeraltı suları arasında büyük sıcaklık farlılıkların bulunmasıdır. 25 ^{0}C'a yakın sıcaklık ile Florida akiferi bunlar arasında en sıcak olanıdır. Pennsylvania akiferinde yeraltı suyu ortalama sıcaklığı 11 ^{0}C civarında; Manitoba akiferinde ise 5 ^{0}C dolayındadır.

Bu üç akiferdeki suların pH'si 7'nin oldukça üzerinde fakat 8'in altındadır. Şekil 3.5(a)'da çözünmüş inorganik karbonun bu sebepten dolayı neredeyse tamamının HCO_3^- formunda olduğu görülmektedir. HCO_3^- konsantrasyonlarının en yüksek olduğu akifer Manitoba akiferi olup, bu akiferde sudaki kalsit ve dolomit çözünmesinin diğer akiferlere kıyasla daha yüksek olduğu sonucu çıkmaktadır. Pennsylvania akiferinde çözünen miktar Florida ve Manitoba akiferlerinde çözünen değerler arasına düşmektedir. Bu farklılıklar başlıca üç neden ile açıklanabilir. Bunlardan ilki sıcaklıktır. Çözünürlük bakış açısından ele alındığında en yüksek karbonat minerali çözünme ürününün en soğuk suda olması beklenir. Ancak, bu genelleme diğer tüm farklılıklar için geçerli değildir. İkinci faktör ise CO_2 kısmî basıncıdır. Hesaplanan kısmî basıncı en yüksek değeri Manitoba akiferinde, en düşük değeri de Florida akiferinde bulunmuştur. Aradaki farklılıklar çok büyük olup bunun önemli bir kısmı HCO_3^- değerlerindeki farklılıktan ileri gelmektedir. Trainer ve Heath (1976), Florida akiferi yeraltı suyundaki nispeten düşük CO_2 kısmî basınç değerlerini bu akiferin beslenme bölgesinde bulunan geçirgen kumlar ile açıklamıştır. Ana beslenme bölgesi Şekil 7.12(a)'da görülmektedir. Bu araştırmacılar, beslenme bölgesinde bol miktarda organik madde bulunmadığından dolayı toprakta üretilen CO_2 kısmî basıncının nispeten düşük olduğunu öne sürmektedirler. Bu araştırmacılar ayrıca kumun geçirgenliğinin yüksek olmasından dolayı, oluşan CO_2 kısmî basıncının zeminden kolayca atmosfere kaçabileceğini belirtmektedirler.

Üçüncü faktör de kalsit ve dolomite göre doygunluk derecesidir. Bu kapsamda Langmuir (1971)'in yöntemi benimsenmiştir: bir numunenin doygunluk indisinin logaritmik olarak ifade edilmesi durumunda değeri –0,1 ile +0,1 arasında ise, o numune doygun demektir. Manitoba örneklerinin kalsit ve dolomite göre %62'si doygun, %12'si aşırı doygun ve %8'i de tam doymamıştır. Kalsit'e göre doygunluk bakımından Florida örneklerinin %66'sı aşırı doygun, %24'ü doygun ve %10'u da tam doymamıştır. Dolomite doygunluk açısından ise %59 aşırı doygun; %21 doygun ve %20'de tam doymamıştır. Pennsylvania kaynak ve kuyu örneklerine ait sonuçlar oldukça farklıdır: Kalsite göre doygunluk açısından %20'si doygun, %80'i tam doymamış; dolomite göre de %4 doygun ve kalanı da tam doymamıştır. Pennsylvania akiferindeki doygun olmayan suların tümü kalsit ve dolomit çözünmesi ile doygunluk durumuna getirilebilseydi, ortalama HCO_3^- ve pH değerleri Manitoba akiferinin ortalama değerlerine çok yakın olurdu. Florida örneklerinin sadece %10'u kalsit bakımından



Şekil 7.12 Güney-orta Florida'da bölgesel kireçtaşı akiferi. (a) Potansiyometrik yüzey ve majör beslenme alanı; (b) kalsit ve dolomit açısından doygunluk altı alanları (Hanshaw vd., 1971'den).

doygunluğun altında olduğundan, bu suların çözünme ile doygunluk durumuna erişmesi halinde ortalama HCO_3^- ve pH değerleri büyük oranda artmazdı.

Buraya kadar yapılan tartışmalar karbonat akiferlerde dengesizlik (yani tam doymamışlık veya aşırı doygunluk) durumunun olabileceğini göstermektedir. Hidrokimyasal sistemlerdeki dengesizlik şartları ile ilgili en problemli durum, kalsit ve dolomitin bol bulunduğu yerlerde bu mineraller bakımından tam doymamışlık durumunun varlığıdır. Kalsitin çözünme hızları konusunda yapılan laboratuvar deneyleri dengenin oluşması için saatler veya günler gerektiğini göstermektedir (Howard ve Howard, 1967; Rauch ve White, 1977) fakat, Pennsylvania ve Florida karbonat kayası akiferlerinde kalsit ve dolomit ile çok uzun zamandır temasta olan su halen doygunluğa erişmiş değildir. Jacobson ve Langmuir (1970) tarafından Pennsylvania akiferinin bir bölümünde yapılan boya deneylerine göre yeraltı suyunun yaklaşık 7000 m akış mesafesi içindeki kalış süresi 2-6 gündür. Bu araştırmacılar, kaynak sularının çoğunun kalış zamanlarının bu 2-6 günlük periyotdan uzun olduğunu ve kuyulardan alınan su örneklerinde ise çok daha uzun olduğunu gözlemişlerdir. Langmuir (1971) kaynak sularının pH ve HCO_3^- değerlerinin yeraltında kalış zamanına bağlı olarak artma eğiliminde olduğunu belirtmiştir. Suyun akiferde kalsit ve dolomit ile dengeye gelmek için yeteri kadar uzun kalmış olmasından dolayı, kuyu örneklerinin büyük bölümünün doygun olduğu gözlenmiştir. Bu araştırma sonuçlarına göre, arazi şartlarında kalsit ve dolomit açısından doygunluğa ulaşabilmek için kalış zamanının haftalar veya aylar süren bir uzunlukta olması gerekebilir. Langmuir, kaynak veya kuyu sularının hiçbiri kalsit veya dolomite göre aşırı doygun olmadığından, termodinamik verilere dayalı kalsit ve dolomit çözünürlüklerinin bu karbonat kayası akiferindeki yeraltı suyunda bulunan Ca^{+2}, Mg^{+2}, HCO_3^- ve H^+

konsantrasyonlarını kontrol eden sınır değerlerini temsil ettiği sonucuna varmıştır. Langmuir'e göre ayrıca su kimyasının evrimi kabaca açık sistem çözünme modelini takip etmektedir. Langmuir, analizin daha ayrıntılı aşamalarında, Ca^{+2}/Mg^{+2} molal oranları da dahil olmak üzere, verilerde gözlenen eğilimleri iki süreç ile açıklamıştır. Bunlar, su tablasının düşük olduğu zamanlarda dolomitin tam olmayan çözünmesi ve su tablasının yüksek olduğu durumlarda yeraltı suyunun beslenme ile seyrelmesidir.

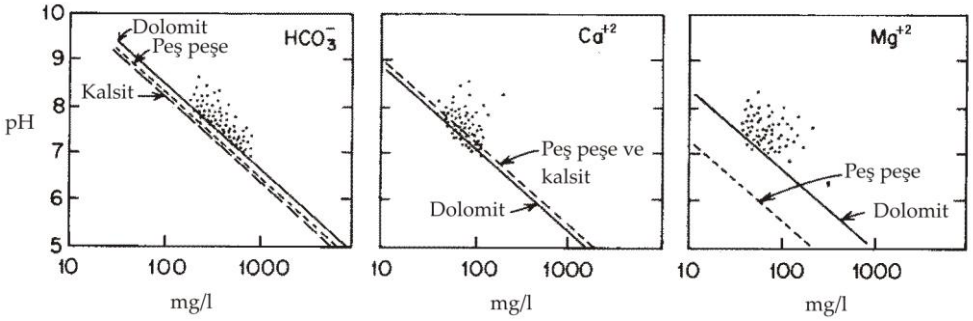
Manitoba akiferine ait az sayıdaki tam doymamış örnek, beslenme alanlarında çatlak veya tabakalanma düzlemi gibi kısa ve yerel akış yollarının etkisini temsil etmektedir. Mevcut verilerden ayrıntılı bir yaş tahmini yapmak mümkün olmasa da, bu suların çok genç olduğu düşünülmektedir.

Suyun çok daha yaşlı olduğu Florida akiferinde yaygınca gözlenen kalsit ve dolomit bakımından tam doymamışlık şartları [Şekil 7.12(b)] Pennsylvania akiferindekine göre daha karışıktır. Florida akiferinde ^{14}C yaşı ile tanımlanan ortalama hızlar 8 m/yıl'dır (Back ve Hanshaw, 1970). Tam doymamışlık bölgesinde yeraltı suyunun yaşı yüzyıllar ile binyıllar mertebesinde olabilir. Back ve Hanshaw bazı bölgelerde kum ile dolmuş erime boşlukları vasıtasıyla ve kireçtaşı ile yakın temasa gelmeden akifere önemli miktarda su karışımı olabileceği ihtimalini göz önünde bulundurmaktadır. Bu araştırmacılar ayrıca, inorganik iyon türleri veya organik maddelerce kuşatılmış kireçtaşı yüzeylerinin, çözelti ile kristal yüzeyleri arasında yalancı dengede bir durum oluşturabileceğini öne sürmektedirler. Kuyu suyu örneklerinin akiferin farklı seviyelerden gelen ve farklı bileşimlerdeki suyun bir karışımı olmasından dolayı da bazı kuyu örneklerinin tam doymamış olması ihtimali vardır. Florida akiferindeki kuyuların çoğundaki su gelimi istif içindeki geniş seviyelerden sağlanmaktadır. İki veya daha fazla suyun karışımındaki tam doymamışlık durumunun esasları Runnels (1969) ve Thraikill (1968) tarafından belirlenmiş ve Wigley ve Plummer (1976)'ın bilgisayar modelleme çalışmaları ile de açıklığa kavuşturulmuştur.

Yeraltı suyu Florida akiferinin geniş bir bölümünde kalsit ve dolomit bakımından önemli ölçüde aşırı doygundur. Back ve Hanshaw (1970) ve Langmuir (1971)'e göre bu durumun nedeni, eser miktardaki jipsin çözünmesi ve aşırı doygunluk şartlarının kalsiyum karbonat (kalsit ve aragonit) çökelme hızlarına kıyasla jipsin çözünme hızındaki dengesizlik ile sağlanmasıdır. Bu yorumlama, Palciauskas ve Domenico (1976)'nun aynı akiferde kinematik modele dayalı olarak yaptığı su kimyası evrimi çalışmasından elde ettiği sonuçlar ile uyum içerisindedir. Bu araştırmacılar, yeraltı suyunun, karışma ve hıza paralel olarak artış gösteren ve artan reaksiyonla da azalan münferit mineral fazlarına göre bir doygunluk kazanması için, dolaşması gerekli mesafeyi ifade eden matematiksel bir çatı geliştirmişlerdir. Yaptıkları analizlere göre, denge durumu kimyasal konsantrasyonları mevcut olabilir ve bu da aşırı doygunluk veya tam doymamışlık dengeli seviyelerine neden olabilir. Bu durum, bir mineral türünün çözünmesiyle oluşan bir veya daha fazla türün ikinci mineral türleri tarafından çökeltilmesiyle ve tüketilmesiyle dengelendiği zaman oluşabilmektedir.

Manitoba akiferindeki suyun çoğu kalsit ve dolomit bakımından aşırı doygundur. Şekil 7.13'de pH, HCO_3^-, Ca^{+2} ve Mg^{+2} cinsinden ifade edilen su kimyası, basit açık sistem modellerinde kalsit ve dolomit için hem ayrı ayrı hem de sıralamalı olarak karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmaya göre, veriler genellikle denge çizgisinin (yani, suyun açık sistem şartlarında doğrudan doygunluğa evrimleşmesi halinde ulaşılan düzeyin) yukarısına düşmektedir. Cherry (1972) bu dengesizlik durumunu sıcaklık değişimi, gaz kaybetme, katyon değişimi ve jips çözünmesiyle gelişen ortak iyon etkisinin birleşik etkisi ile açıklamaktadır. Akifer beslenmesinin çoğu akiferin buzul tili ile örtülü olduğu alanlarda gerçekleşmektedir. Dolomit, kalsit, kuvars, feldispat ve kil minerallerince zengin olan buzul tili sığ derinliklerde az miktarda jips de içermektedir. Aşırı doygunluğun küçük bir kısmı suyun, zeminin üst kısmında bir veya iki metre kalınlığındaki soğuk kesimden, akış sisteminin derin kısımlarına doğru hareketi sırasında ortaya çıkan sıcaklık değişikliğinden kaynaklanmaktadır.

Bazı beslenme bölgelerinde yılın belli dönemlerinde toprak altındaki doygun olmayan kuşakta P_{CO_2} kısmî basıncı, CO_2 oluşturan organik maddece zengin zemin kuşaklarındakinden daha düşük olabilmektedir. Süzülen beslenme suyundaki CO_2'nin bu zonda kaçması halinde suyun pH'si yükselecektir. Bu durum, HCO_3^-, Ca^{+2} ve Mg^{+2} ile pH ilişkisi şeklinde ifade edilen su bileşiminin Şekil 7.13'de denge çizgilerinin üzerinde çıkması ile açıklanabilir (Cherry, 1972).



Şekil 7.13 Kalsit ve dolomitin açık sistem çözünmesi ve bu iki mineralin peş peşe çözünmesi için 5 ^{0}C'daki denge şartlarını gösteren diyagramlarda Manitoba karbonat kayası akiferine ait kimyasal verilerin gösterimi (peş peşe çözünmede dolomitden önce kalsit; burada dolomitin çözünürlüğü ortak iyon etkisi sonucunda bastırılır) (Cherry, 1972'den).

Yukarıda tanımlanan üç akifer sistemi ile ilgili hidrokimyasal verilerin en çarpıcı özelliği kalsit-dolomit-su etkileşimlerinde dengesizliklerin sıkça meydana gelmesidir. Bu durum, karbonat kayalarından elde edilen hidrokimyasal verilerin yorumlanmasında denge kavramlarının önemli bir araç olarak kullanılması konusunda

bazı soru işaretlerinin ortaya çıkması demektir. Ancak, arazi verilerinin kullanılmasında denge kavramları faydalı bir çerçeve oluşturmaktadır. Termodinamik dengeden sapmaların belirlenmesi ve bu sapmaları hesaba katan hipotezlerin geliştirilmiş olması yorumlama süreçlerinin önemli bir parçasıdır. Sonuçta, arazi şartlarını temsil eden hidrodinamik verileri, sistemin tersinmez ve kinetik kontrollü kısımlarını da tanımlayan denklemleri taşınmanın hidrodinamik süreçleri ile birleştirilmiş şekilde içeren nicel bir çerçeve içinde yorumlamak mümkündür.

Akifer sistemlerine ait hidrokimyasal veriler, akifer geçirgenliğinin evrimine yönelik yorumlamaların geliştirilmesinde kullanılabilir. Meselâ, akiferin kalsit ve dolomit açısından doygun olmayan kesimlerinde akan su akifer kayasını çözer. Bu nedenle de gözeneklilik ve dolayısıyla geçirgenlik artar. İnsanın yaşam süresi boyunca gözlenemeyen bu olaylar jeolojik zaman periyodlarında meydana gelmekte ve geçirgenlik ağlarının ve hatta majör topoğrafik yapıların gelişiminin temelini oluşturmaktadır. Yeraltı suyu süreçlerinin bu özelliği 11. Bölümde ele alınacaktır.

7.4 Kristalen Kayalarda Yeraltı Suyu

Metamorfik ve mağmatik kökenli kristalen kayaların genelde en az bir ortak yönü bulunmaktadır: önemli miktarda kuvars ile beraber feldispat ve mika gibi aluminosilikat mineralleri içerirler. Bu mineraller, yer yüzeyinde veya yakınındaki sıcaklık ve basınçtan çok büyük sıcaklık ve basınçlarda oluşmuşlardır. Bu mineraller, yer yüzeyinde, zemin kuşağında ve yüzlerce veya binlerce metre derinlikteki yeraltı suyu kuşağında termodinamik olarak duraysız olup su ile temasa geldiklerinde çözünme eğilimindedir. Çözünme süreci suyun çözünmüş bileşenleri bünyesine almasına neden olur ve kayanın mineralojisinde değişimler meydana gelir.

Feldispat, mika ve diğer silikat minerallerinin çözünmesi, karbonat kayalarındaki yeraltı suyunun evriminde olduğu gibi, çözünmüş CO_2 ile yüklü suyun kimyasal karakterinden fevkalade etkilenmektedir. CO_2 ile yüklü ve çözünmüş madde yükü bakımından fakir sular katyonlar, alüminyum ve silisyumca zengin mineraller ile karşılaştığında katyonlar ve silisyum yıkanır ve geriye Al/Si oranı yükselmiş bir aluminosilikat artık (rezidü) kalır. Bu artık, genellikle kaolinit, illit veya montmorillonit gibi bir kil mineralidir. Suya bırakılan katyonlar normalde Na^+, K^+, Mg^{+2} ve Ca^{+2}'dir. Bu tam olmayan çözünmenin bir diğer sonucu da pH'deki ve HCO_3^- konsantrasyonundaki artıştır. Su ve kayadaki bu kimyasal değişimleri tanımlamada kullanılan denklemler ile mağmatik ve metamorfik kayalardan elde edilen hidrokimyasal verilerin yorumlanması aşağıda açıklanmıştır.

Teorik Değerlendirmeler

Yeraltı suyu ile temas eden mineraller arasında hem alansal dağılım olarak hem de hacimsel olarak en bol bulunanı kuvarsdır. Bu nedenle, açıklamamıza önce kuvarsın

çözünmesi ve çözünebilirliği ile başlayacağız. Kuvarsın (SiO_2) çözünebilirliği aşağıdaki denklemler vasıtasıyla (*K* değerleri 25 ^{0}C'da) ifade edilebilir (Stumm ve Morgan, 1970):

$$SiO_2 \text{ (kuvars)} + 2H_2O = Si(OH)_4 \qquad \log K = -3{,}7 \qquad (7\text{-}7)$$

$$Si(OH)_4 = SiO(OH)_3^- + H^+ \qquad \log K = -9{,}46 \qquad (7\text{-}8)$$

$$SiO(OH)_3^- = SiO_2(OH)_2^{-2} + H^+ \qquad \log K = -12{,}56 \qquad (7\text{-}9)$$

$$4Si(OH)_4 = Si_4O_6(OH)_6^{-2} + 2H^+ + 4H_2O \qquad \log K = -12{,}57 \qquad (7\text{-}10)$$

Çözünmüş silisyum türleri, H_2SiO_4, $H_3SiO_4^-$ vb. şekilde, asidik karakteri temsil eden şekilde de yazılabilir. Bu denklemler vasıtasıyla, pH'nin hemen hemen tüm yeraltı sularını içeren aralığında (6-9) egemen çözünmüş silikon türünün $Si(OH)_4$ olduğu gösterilebilir. Yüksek pH değerlerinde çözeltide diğer türler baskın olup, silisyum daha çözüngendir. Sudaki Si konsantrasyonlarının analiz sonuçları genellikle SiO_2 cinsinden ifade edilmektedir. Kuvars çözünürlüğü bu şekilde ifade edildiğinde 25 ^{0}C'da yaklaşık olarak 6 mg/*l*'dir (Morey vd., 1962). Ancak, sudaki SiO_2 çözünürlüğünü kuvarstan ziyade amorf veya kristalli olmayan SiO_2'nin kontrol ettiğine işaret eden önemli bulgular vardır. Amorf silisin 25 ^{0}C'daki çözünürlüğü yaklaşık olarak 115-140 mg/*l*'dir (Krauskopf, 1956; Morey vd., 1964). Çözünürlük sıcaklık ile beraber önemli ölçüde artmaktadır. Amorf silis çözünümü uzun zaman aralıklarında kristalli yapıya doğru evrimleşerek sonuçta kuvarsa dönüşebilir.

Amorf silisin çözünürlüğüne ve çoğu hidrojeolojik sistemlerde kuvarsın bol bulunduğu gerçeğine dayalı olarak SiO_2'nin çoğu yeraltı suyu sistemlerinde majör konsantrasyonlar şeklinde bulunması gerektiği düşünülebilir. Ancak, tabiatta durum gerçekte öyle değildir. Davis (1964), A.B.D.'nin değişik yerlerinden derlediği binlerce yeraltı suyu analizinde çözünmüş SiO_2'nin tipik olarak 10 ile 30 mg/*l* arasında değiştiğini ve ortalamasının da 17 mg/*l* olduğunu bulmuştur. Başka yerlerde yapılan çalışmalar bu değerlerin küresel ölçekte de benzer olduğunu göstermektedir. Amorf silis açısından yeraltı suyu genel durum itibariyle doygunluk derecesinin çok altındadır. Kuvars ve amorf silisin yeraltı suyundaki silisyum konsantrasyonu üzerine etkisi genellikle önemli düzeyde değildir. Feldispat ve mika gibi alüminosilikat minerallerinin etkisi daha büyüktür.

Bozuşmuş mağmatik ve metamorfik kayaların mineralojik ve kimyasal özellikleri üzerine yapılan çalışmalardan ve termodinamik değerlendirmelerden, feldispat minerallerinin kil minerallerine ve diğer bozuşma ürünlerine dönüştüğü bilinmektedir. Bu çözünme süreçlerine ait bazı yaygın reaksiyonlar Tablo 7.4'de tanımlanmıştır. Kolaylık olması bakımından feldispat minerallerinin K-feldispat, Na-feldispat (albit) ve Ca-feldispat (anortit) gibi ideal uç mineralleri göz önüne alınacaktır. Ne var ki, doğada bulunan feldispatlar saf değildir. Çoğu feldispatlar Na ve Ca uç minerallerinin katı çözelti karışımları halinde; Na ve Ca'un değişik oranlarındaki minerallerden

Tablo 7.4 Bazı alüminosilikat minerallerinin tam olmayan çözünmeleri için reaksiyonlar.*

Gibsit – kaolinit	$\underline{Al_2O_3 . 3H_2O} + 2Si(OH)_4 = \underline{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 5H_2O$
Na-montmorillonit – kaolinit	$\underline{Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2} + 1/3H^+ + 23/6H_2O = \underline{7/6Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 1/3Na^+ + 4/3Si(OH)_4$
Ca-montmorillonit – kaolinit	$\underline{Ca_{0,33}Al_{4,67}Si_{7,33}O_{20}(OH)_4} + 2/3H^+ + 23/2H_2O = \underline{7/3Al_2SiO_2O_5(OH)_4} + 1/3Ca^{+2} + 8/3Si(OH)_4$
İllit – kaolinit	$\underline{K_{0,6}Mg_{0,25}Al_{2,30}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2} + 11/10H^+ + 63/60H_2O = \underline{23/20Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 3/5K^+ + 1/4Mg^{+2} + 6/5Si(OH)_4$
Biotit – kaolinit	$\underline{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} + 7H^+ + 1/2H_2O = \underline{1/2Al_2Si_2O_5(OH)_4} + K^+ + 3Mg^{+2} + 2Si(OH)_4$
Albit – kaolinit	$\underline{NaAlSi_3O_8} + H^+ + 9/2H_2O = \underline{1/2Al_2Si_2O_5(OH)_4} + Na^+ + 2Si(OH)_4$
Albit – Na-montmorillonit	$\underline{NaAlSi_3O_8} + 6/7H^+ + 20/7H_2O = \underline{3/7Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2} + 6/7Na^+ + 10/7Si(OH)_4$
Mikroklin – kaolinit	$\underline{KAlSi_3O_8} + H^+ + 9/2H_2O = \underline{1/2Al_2Si_2O_5(OH)_4} + K^+ + 2Si(OH)_4$
Anortit – kaolinit	$\underline{CaAl_2Si_2O_8} + 2H^+ + H_2O = \underline{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + Ca^{+2}$
Andezin – kaolinit	$\underline{Na_{0,5}Ca_{0,5}Al_{1,5}Si_{2,5}O_8} + 3/2H^+ + 11/4H_2O = \underline{3/4Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 1/2Na^+ + 1/2Ca^{+2} + Si(OH)_4$

* Katı fazların altı çizilmiştir.

oluşmaktadır. Tablo 7.4'de ayrıca kil minerallerinin alterasyonlarını tanımlayan reaksiyonlar da verilmiştir. Tablo 7.4'deki tam olmayan çözünme reaksiyonları çok basit bir şekilde önce belirli çözünmüş türleri takdim edip sonra da normal yoldan kütle dengesini ayarlama şeklinde yazılmıştır. Bu yaklaşımdaki en temel varsayım Al'un korunmasıdır. Başka bir deyişle, alüminyum bileşiklerinin sudaki çözünürlüğü çok düşük olduğundan, katı fazdan uzaklaştırılan Al türlerinin (kompleksler ve polimerler dahil) toplam konsantrasyonu ihmal edilebilecek kadar küçük olduğu varsayılmaktadır. Bu nedenle, feldispat çözünmesinin feldispatlardan uzaklaştırılan tüm Al'u içeren mineral ürünleri oluşturduğu varsayılmaktadır. Arazi ve laboratuvar çalışmaları çoğu durumlarda bu varsayımın mantıklı olduğunu göstermektedir.

Yeraltı suyunun feldispatlar ve killer ile etkileşiminin daha spesifik bazı sonuçları hakkında fikir edinmek için şimdi de termodinamik verileri denge çerçevesi içerisinde ele alacağız. Sözgelimi, Tablo 7.4'deki albitin çözünme reaksiyonuna bakalım. Kütle etkisi şeklinde ifade edildiğinde aşağıdaki şekilde olur:

$$K_{alb-kaol} = \frac{\left[Na^+\right]\left[Si(OH)_4\right]^2}{\left[H^+\right]} \tag{7-11}$$

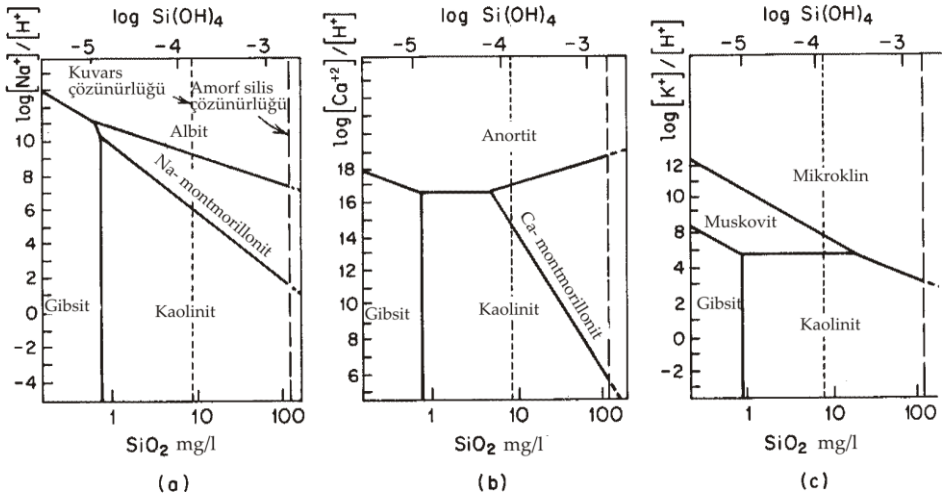
Burada $K_{\text{alb-kaol}}$ denge sabiti ve köşeli parantez içindekiler de aktivitelerdir. Aktivitelerin bu tür ifadesinde mineral fazları ve su aktivitesi "bir" olarak alınır. Bu yaklaşım, tuzlu olmayan çözeltiler içinde ideal bileşimdeki mineraller dikkate alındığında geçerli bir yaklaşımdır. (7-11) eşitliği logaritmik formda aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$\log K_{\text{Alb-kaol}} = \log[Na^+] + 2\log[Si(OH)_4] - pH \tag{7-12}$$

veya

$$\log K_{\text{Alb-kaol}} = \log([Na^+]/[H^+]) + 2\log Si(OH)_4 \tag{7-13}$$

Bu eşitlikler, albit-kaolinit reaksiyonunun denge şartının pH ile Na^+ ve $Si(OH)_4$ cinsinden ifade edilebileceğini göstermektedir. Kaolinit-Na montmorillonit reaksiyonu ve gibsit-kaolinit reaksiyonu (Tablo 7-4) Na^+, $Si(OH)_4$ ve H^+ veya pH cinsinden ifade edilebilir. Bu denge ilişkileri, kararlılık diyagramları veya aktivite-aktivite diyagramları olarak bilinen grafiklerin oluşturulmasında temel teşkil eder. Bu diyagramlara ait örnekler Şekil 7.14'de görülmektedir. Bu diyagramların mineral fazlarını ayıran çizgiler (7-11) eşitliği gibi denge ilişkilerini temsil eder. Gerçek sistemlerde mineraller ideal kimyasal bileşimde olmadığından, nispeten saf mineral fazlarına ait termodinamik verilere dayalı olarak çizilen kararlılık çizgileri, gerçek sistemleri muhtemelen doğru bir şekilde temsil etmemektedir. Yine de bu tür diyagramlar, hidrojeolojik sistemlerden derlenen kimyasal verilerin değerlendirilmesinde çoğu araştırmacılar tarafından oldukça yararlı bulunmaktadır.



Şekil 7.14 25 °C sıcaklık ve 1 bar basınçta gibsit, kaolinit, montmorillonit, muskovit ve feldispatın duraylılık ilişkileri. (a) Gibsit, $Al_2O_3.H_2O$; kaolinit, $Al_2Si_2O_5(OH_4)$; Na-montmorillonit, $Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(CH)_2$ ve albit, $NaAlSi_3O_8$; (b) gibsit, kaolinit, Ca-montmorillonit ve anortit; (c) gibsit, kaolinit, muskovit ve mikroklin (Tardy, 1971'den).

Feldispat, mika ve killerin tam olmayan çözünmesinde H^+ tüketildiği Tablo 7.4'de açık bir şekilde görülmektedir. H^+'nin temel kaynağının genellikle zemin kuşağındaki CO_2 üretimi olduğu düşünülmektedir. Reaksiyonlar devam ederken suyun pH'sinde devamlı bir artış söz konusudur. Eğer reaksiyonlar önemli miktarda CO_2 takviyesinin söz konusu olduğu zemin kuşağında veya doygun olmayan başka kuşaklarda meydana geliyorsa, CO_2 kısmî basıncı ile kontrol edilen H_2CO_3 sabit kalır ve HCO_3^- ile CO_3^{-2} konsantrasyonları artar. Bu nedenle de toplam çözünmüş inorganik karbon artmış olur. Reaksiyonların su tablasının altında; CO_2 takviyesinin söz konusu olmadığı yerde oluşması halinde, H^+ tüketimi H_2CO_3 ve P_{CO_2}'de azalmaya, HCO_3^- ile CO_3^{-2}'de artışa neden olur ve toplam inorganik karbon konsantrasyonu sabit kalır. Bu teorik bakış açısından değerlendirildiğinde feldispat ve mika içeren kayalardaki yeraltı suyunda, reaksiyonların daha da ilerlemesi halinde pH'nin 7 veya 8'in üzerinde ve HCO_3^- içeriğinin de onlarca hatta yüzlerce mg/*l* mertebesindeki konsantrasyonlarda olması söz konusudur.

Kalsit ve Ca-feldispatın (anortit) çözünme reaksiyonlarının stokiyometrileri özdeştir; yani, çözeltiye karışan her Ca^{+2} molü için 2 H^+ molü kullanılır. Çözeltideki katyon ve anyon yük dengesi Şekil 3.5(a)'dan da yorumlanacağı gibi H_2CO_3'ün HCO_3^- ile CO_3^{-2}'a ayrışması ile sağlanmaktadır. Ca-HCO_3 türü yeraltı suyu teorik olarak Ca-feldispat içeren kayalarda veya taşlaşmamış çökellerde evrimleşebilirse de doğada bu duruma pek fazla rastlanmaz. Bunun muhtemel nedeni, tam olmayan reaksiyonların bir ürünü olarak feldispat yüzeylerinde kil katmanı oluşması ve bunun neticesinde çözünme hızının yavaşlamasıdır.

Şimdi de, sadece feldispatların mineral fazlarından oluşan ve önemli ölçüde çözünmenin meydana geldiği jeolojik birimlerde, yağmur suyu gibi tatlı ve hafifçe asidik suların süzülmesi sırasındaki kimyasal evrimi göz önüne alacağız. Buradaki birinci varsayım sadece Na-feldispatın önemli oranda çözünmesidir. Çözünme başladığında sudaki $Si(OH)_4$ ve Na konsantrasyonları ihmal edilebilir düzeydedir. Bu bileşenlerin konsantrasyonları artarken suyun $Si(OH)_4$ ve Na^+/H^+ cinsinden ifade edilen bileşimi Şekil 7.14(a)'da gibsitin kararlılık bölgesine düşecektir. Termodinamik bakış açısından bakıldığında bu durum, Na-feldispatın tam olmayan şekilde çözüneceğine ve gibsit ile diğer çözünme ürünlerinin ortaya çıkacağına işaret eder. Çözünme devam ederken $Si(OH)_4$ ile $[Na^+]/[H^+]$ değerleri artar ve suyun bileşimi gibsitin kararlılık bölgesinden kaolinit bölgesine kayar. Kaolinit bölgesinde Na-feldispatın tam olmayan çözünmesi kaolinit oluşmasını sağlar. Erken aşamalarda oluşan gibsitin bir kısmı kaolinite dönüşür. Feldispat çözünmesi devam ederse $Si(OH)_4$ ile $[Na^+]/[H^+]$ değerleri daha da artar ve su kimyası Na-montmorillonit kararlılık bölgesine veya doğrudan Na-feldispat bölgesine evrimleşir. Bileşimin evrimleşerek Na-feldispat bölgesinin sınırına erişmesi halinde feldispat açısından denge yakalanmış olur. Artık feldispat çözünmesi meydana gelmez. Suyun feldispat mineralleri bakımından dengeye erişmesi için uzun zamana ihtiyaç vardır ve akış da çok yavaş olmalıdır. Bununla beraber, en azından bir başka mineral fazı için su dengede veya denge şartlarına çok yakındır. Su bileşimi sözgelimi kaolinit bölgesine düştüğü zaman, bu minerale göre denge veya dengeye yakın durum oluşur. Su bileşiminin kaolinit ile montmorillonit sınırına düşmesi halinde bu iki mineral açısından denge veya dengeye yakın şartların oluşması söz konusudur.

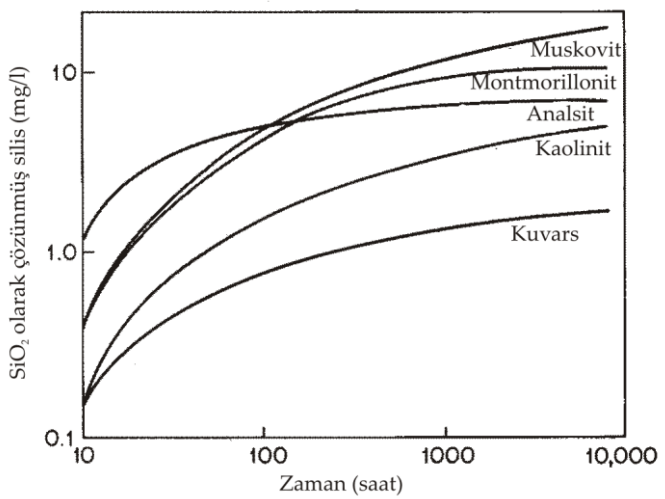
Laboratuvar Deneyleri

Yukarıdaki tartışmada ele alınan silikat minerali çözünmesi stokiyometrik konsantrasyonlara ve denge kavramlarına dayanmaktadır. Bu yaklaşımda çözünmenin hangi hızda oluştuğu veya çözünme sürecinin mikroskopik karakteri hakkında herhangi bir bilgi mevcut değildir. Bu tür bilgilerin elde edilmesinde laboratuvar deneyleri faydalı olacaktır.

Literatürdeki raporlarda silikat minerallerinin çözünürlük deneyleri genellikle iki kategoride ele alınmıştır. Bunlardan biri, içinde akışın olmadığı kaplarda suyun mineraller ile reaksiyona girdiği çözünme sistemleridir (Garrels ve Howard, 1957; Wollast, 1967; Houston, 1972). İkincisi, mineral maddesinin silindirik kaplar içinde gözenekli halde düzenlendiği ve akışın olduğu sistemlerdir (Bricker, 1967; Bricker vd., 1968; Deju, 1971). Deneylerin iki kategorisinde de feldispat ve mika çözünmelerinin iki aşamada geliştiği gözlenmiştir. Suyun mineral yüzeyleri ile temasa gelmesinden birkaç dakika sonra oluşan birinci aşamada, mineral yüzeylerindeki katyonların sudaki hidrojen iyonları ile değişimi söz konusudur. Bu değişimi, çok daha yavaş olan ve

giderek azalan çözünme takip eder. Bu çözünme aşamasında, çözünme hızı çok düşük seviyelere inmeden önce, saatler veya günler süren bir zaman aralığında suya bol miktarda çözünmüş ürün karışır. İlk aşamadaki çözünme normalde tam çözünme şeklindedir. İkinci aşamada çözünme giderek tam olmayan çözünme karakteri kazanır.

İçinde su akışının olmadığı silikat minerali çözünme deneylerinden elde edilen sonuçlar (Bricker, 1967; Houston, 1972) Şekil 7.15'de şematik olarak görülmektedir. Bu deneylerde çözeltideki konsantrasyon oranlarındaki artış mineral çözünme kinetiği tarafından kontrol edilir. Ancak, mineralin gözenekli ortamda ve su akışının da mevcut olması halinde akış yolu üzerinde belirli bir noktadaki konsantrasyon, çözünme kinetiğine *ve* akış hızına bağlıdır. Akış hızı mineral çözünme hızına kıyasla daha hızlı ise, akış yolu boyunca belirli bir mesafedeki çözünmüş ürün konsantrasyonu, akışın olmadığı bir ortamda aynı zaman aralığındaki yıkama ile gelişen konsantrasyona kıyasla küçük olabilir. Bu konu Altbölüm 7.8'de ayrıntılı olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 7.15 Damıtık suda 25 °C sıcaklıkta silikat minerallerinin çözünmesi sırasında silisyumun bırakılması (Bricker, 167'den).

Feldispatların ve diğer silikat minerallerinin sulu çözeltilerde çözünmesi konusunda yapılan deneyler birçok araştırmacı tarafından yapılmış olmasına rağmen, bu minerallerin yavaş çözünme hızını kontrol eden faktör halen tam anlaşılabilmiş değildir. Petrovic vd. (1976) feldispatlarda yavaş çözünme hızını hesaba katan ileri düzeydeki hipotezlerin bir özetini vermiştir. Bu araştırmacılara göre çoğu yazarlar, çözünme hızının katmanlardaki iyon difüzyonu hızı veya mineral yüzeylerindeki örtüler tarafından kontrol edildiğini öne sürmektedir. Meselâ, bazı araştırmacılar hidratlı amorf silisyum-alüminyum çökellerinin devamlı şekilde mineralleri kapladığını öne sürerken, bazıları içinde difüzyon oluştuğu düşünülen kristal çökelimi hipotezini benimsemektedir. Bir başka hipotezde difüzyonun, feldispat yüzeylerinde

oluşan ve başlıca silisyum ve alüminyumdan oluşan yıkanmış feldispatın rezidüel katmanı boyunca geliştiği öne sürülmektedir. Ancak, Petrovic ve diğer ekip elemanlarının damıtılmış suda önemli ölçüde çözünmeye maruz kalmış feldispat tanelerinin gerçek yüzeylerinde yaptığı ayrıntılı incelemelerde, feldispat yüzeylerinde önemli kalınlıkta örtü katmanının bulunmadığı durumlarda bile, ikinci aşamadaki çözünmenin çok yavaş olduğu sonucu ortaya çıkmıştır. Araştırmacılar bu işlemi laboratuvar düzeneğinde çözünmüş olan feldispat yüzeyinin karakterini çok ayrıntılı olarak incelemek suretiyle yapmışlardır. Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar, tam olmayan çözünmenin silikat mineralleri üzerinde oluşturduğu devamlı ve kalın örtü kavramı konusunda şüpheler olduğunu göstermektedir.

Yukarıdaki açıklamalarda, silikatlı arazideki silikat minerallerinin yeraltı suyunun kimyasal evrimini nasıl etkilediği genel hatlarıyla ele alınmıştır. Ancak, gerçek hidrojeolojik sistemlerdeki yeraltı suyunun ideal olmayan bileşimde ve çok sayıdaki silikat minerali ile aynı anda reaksiyona girdiği hatırdan çıkarılmamalıdır. Tam olmayan çözünme sonucunda mineral yüzeylerinde oluşan katı ürünler bazen kristale dönüşmesi uzun zaman gerektiren amorf maddelerdir. Amorf madde ve kil minerali çözünme ürünlerinin katyon değişme kapasiteleri genelde yüksektir ve bu nedenle de yeraltı suyundaki katyon oranlarını değiştirebilirler. Suyun feldispat gibi birincil silikatlar açısından denge şartlarına evrimleşebilmesi için, çözünme devam ederken $Si(OH)_4$ konsantrasyonları ve katyonların devamlı şekilde artması gerekir. Gözenek suyundaki reaksiyon ürünlerinin, reaksiyon hızlarına göre kıyaslanabilir bir akış hızındaki yeraltı suyu ile devamlı şekilde yıkanması durumunda, birincil silikat mineralleri açısından denge durumuna hiçbir zaman erişilemeyecektir. Bu nedenle de, sistemde oluşan kil minerali bozuşma ürünlerinin karakteri hidrodinamik ve hidrokimyasal şartlara ve de mineralojik faktörlere bağlı olabilir. Granitik kayalardan elde edilen hidrokimyasal verilerin hidrodinamik ve mineral çözünme kavramlarının ikisini de kullanarak yorumlanmasına bir örnek Paces (1973) tarafından verilmiştir.

Bir sonraki altbölümde silikatlı araziye ait yeraltı suyu kimyasal analizlerinin yorumlamaları yukarıda geliştirilen teorik çerçeve ışığında kısaca değerlendirilmiştir.

Arazi Verilerinin Yorumlanması

Dünyanın değişik yerlerinde kuyulardan, kaynaklardan ve kristalen kayalardan (granit, diyorit, bazalt ve amfibolit) oluşan arazide akan nehirlerden alınan örneklerin kimyasal analizleri Tablo 7.5'de verilmiştir. Bu suların tümünde majör iyonların konsantrasyonları çok düşüktür. HCO_3^- bir istisna olarak hakim anyon olup, SiO_2 de katyonlara kıyasla majör konsantrasyonlar halinde bulunmaktadır. Bunların oluşumları normalde atmosferik kaynaklar, zemindeki organik maddenin çürümesi ve kayalar ile minerallerde saflığı bozan eser miktardaki maddeler ile açıklanabilir. En az bulunan katyon türü genellikle K^+'dur.

Tablo 7.5 Başlıca mağmatik kayalardan oluşan arazide yeraltı sularında ve yeraltı suyundan türemiş yüzey sularındaki majör iyonların ortalama değerleri (mg/*l*).

Yer*	Sayı	pH	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{-2}	SiO_2	Na^+	K^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}
1) Vosges, Fransa	51	6,1	15,9	3,4	10,9	11,5	3,3	1,2	5,8	2,4
2) Brittany, Fransa	7	6,5	13,4	16,2	3,9	15,0	13,3	1,3	4,4	2,6
3) Orta Masif, Fransa	10	7,7	12,2	2,6	3,7	15,1	4,2	1,2	4,6	1,3
4) Alrance Kaynağı F, Fransa	77	5,9	6,9	<3	1,15	5,9	2,3	0,6	1,0	0,4
5) Alrance Kaynağı A, Fransa	47	6,0	8,1	<3	1,1	11,5	2,6	0,6	0,7	0,3
6) Korsika	25	6,7	40,3	22,0	8,6	13,2	16,5	1,4	8,1	4,0
7) Senegal	7	7,1	43,9	4,2	0,8	46,2	8,4	2,2	8,3	3,7
8) Çad	2	7,9	54,4	<3	1,4	85	15,7	3,4	8,0	2,5
9) Fildişi Kıyısı (Korhogo, kuru mevsim)	54	5,5	6,1	<3	0,4	10,8	0,8	1,0	1,0	0,10
10) Fildişi Kıyısı (Korhogo, ıslak mevsim)	59	5,5	6,1	<3	0,5	8,0	0,2	0,6	<1	<0,1
11) Malagasi (yüksek platolar)	2	5,7	6,1	1	0,7	10,6	0,95	0,62	0,40	0,12
12) Sierra Nevada, Calif. (kısa süreli kaynalar)		6,2	2,0	0,5	1,0	16,4	3,03	1,09	3,11	0,70
13) Sierra Nevada, Calif. (uzun süreli kaynaklar)		6,8	54,6	1,06	2,38	24,6	5,95	1,57	10,4	1,70
14) Kenora, KB Ontario (serbest akifer)	12	6,3	24,0	0,6	1,1	18,7	2,07	0,59	4,8	1,54
15) Kenora, KB Ontario (basınçlı akifer)	6	6,9	59,2	0,7	0,8	22,1	3,04	1,05	11,9	4,94

* 1) Buz erimesinden sonra bir kaynak, 1967; 2) ve 3) 1967 yazında kuru sezondan sonra iki kaynak; 4) ve 5) 1966 yılı boyunca iki kaynak; 6) Kurak geçen altı aydan sonra adanın tamamındaki kaynaklar, 1967; 7) Doğu bölgesindeki ırmaklar, 1967'nin kurak sezonu; 8) Guera'daki ırmak, 1967'nin kuru mevsimi; 9) ve 10) Korhogo bölgesindeki ırmaklar, 1965; 11) Doğu kıyısındaki yüksek platolarda, 1967'nin kurak mevsimi; 12) ve 13) 1961'deki kaynaklar; 14) ve 15) Granitik Permiyen kayalarından türemiş buzul kumlarındaki piyezometreler.

Kaynaklar: 1)'den 11)'e kadar Tardy, 1971; 12) ve 13) Feth vd., 1964; 14) ve 15) Bottomley, 1974.

Silikat kayalarında Cl^- ve SO_4^{-2}'nin önemli bileşenler olmadığı ve bu kayalarda yeraltı suyunun akışı sırasında Cl^- ve SO_4^{-2} fasiyeslerinin gelişimine doğru bir eğilim bulunmadığına dikkat edilmelidir. Akış yollarının geniş ve yeraltı suyu yaşının çok büyük olduğu bölgesel akış sistemlerinde de durum farklı değildir. Bu nedenle, Chebotarev hidrokimyasal evrim sıralamasının bu sistemlerle bir ilgisi bulunmamaktadır.

Silikat mineralleri içeren araziden alınan su örneklerinin kimyasal analizlerini jeokimyasal açıdan yorumlamada genellikle iki temel yaklaşım söz konusudur. Birincisi, stabil alterasyon ürünlerinin ne olduğunu tanımlamak için verilerin kararlılık diyagramına aktarılmasıdır. Diğeri de, HCO_3^- ve H^+ konsantrasyonlarını hesaba katan reaksiyon sıralaması ile ilgili hesaplamalardır.

Çok sayıda araştırmacı mağmatik arazide yer yüzeyinden itibaren birkaç yüz metrelik derinlik içindeki yeraltı suyunun neredeyse tamamının ve kaynak suyu ile taban suyu gibi yeraltı suyundan türemiş suların Şekil 7.14'de gösterilen cinsten kararlılık diyagramlarının kaolinit bölgesine düştüğünü gözlemiştir (Garrels, 1967; Garrels ve MacKenzie, 1967; Tardy, 1971; Bricker vd., 1968; Bottomley, 1974). Örneklerin çok az bir kısmı montmorillonit bölgesine düşmekte ve gibsit, mika ve feldispat bölgelerine hemen hiç düşmemekte veya amorf silisin çözünürlük sınırını aşmamaktadır. Buradan çıkan sonuç, feldispat ve mikanın kaolinite dönüşmesi mağmatik arazideki yeraltı suyu akış sistemlerinde yaygın olarak meydana gelen bir işlemdir. Birincil mağmatik birimlerde yüzey kaplaması (örtüsü) üzerinde yapılan birkaç araştırmada bunun doğruluğu teyid edilmiştir. Ancak, bu yeraltı sistemlerinde oluşan bozuşma ürünleri konusunda su kimyası ve stabilite diyagramlarından elde edilen bilgiler dışında genelde çok az bilgi mevcuttur. Duraysız amorf çökeller veya metastabil kil mineralleri gerçek kristallenme meydana gelene kadar uzun bir süre daha durumlarını koruyabilirler.

Yorumlamada kullanılan ikinci yaklaşım, hesaplama yöntemlerini kullanarak su kimyasının modellenmesidir. Bu işlem, kil mineralleri ve diğer çözünmüş ürünleri elde etmek üzere birincil mineralleri reaksiyona sokmak veya suda gözlenen çözünmüş ürünleri kil mineralleri ile birleştirerek birincil mineralleri yeniden oluşturmak suretiyle yapılabilir. Mineralleri yeniden oluşturma işlemini tanımlamak için Garrels MacKenzie (1967) tarafından sunulan bir örneği inceleyeceğiz. Bu örnekte, Sierra Nevada (California)'da bulunan granitik arazideki kısa süreli bir kaynak suyunun jeokimyasal evrimi yorumlanmıştır. Örnek ile ilgili hesaplamalar Tablo 7.6'da verilmiştir. Kaynak suyundaki çözünmüş bileşenlerin ortalama konsantrasyonları tablonun en üst satırında sunulmuştur. Bunun altında da kar suyuna ait ortalama konsantrasyonlar görülmektedir. Bu değerler, kaynaklara su veren yeraltı suyunu besleyen suyun temsilci değerleri olarak kabul edilmektedir. Yeraltındaki akış sırasında kayaya ait konsantrasyon değerlerini elde etmek için, kar suyuna ait değerler ortalama kaynak konsantrasyonlarından çıkarılır. Bu çıkarma işleminde anyonlarda küçük bir eksiklik meydana gelir. Bu dengesizlik, HCO_3^-'e biraz daha yüksek bir değer tayin etmek suretiyle giderilmiştir. Su kimyasından hareketle birincil granitik minerallerin

Tablo 7.6 Sierra Nevada (California)'da kısa süreli kaynakların bileşimlerinin ortalama değerleri ve ortalama su bileşiminden orijinal kaya bileşimini yeniden oluşturmada takip edilen hesaplama aşamaları.

Reaksiyon (katsayılar x 10^{-4})	Sudaki konsantrasyonlar (mol/1x10^{-4})								Mineral ürünleri (mol/*l* x 10^{-4})
	Na^{+}	Ca^{+2}	Mg^{+2}	K^{+}	HCO_3^{-}	SO_4^{-2}	Cl^{-}	SiO_2	
Kaynak suyundaki ilk konsantrasyonlar	1,34	0,78	0,29	0,28	3,28	0,10	0,14	2,73	
(1) Eksi kar suyu konsantrasyonları	1,10	0,68	0,22	0,20	3,10	–	–	2,70	
(2) Kaolinitin plajioklasa değişimi $1{,}23Al_2Si_2O_5(OH)_4+1{,}1Na^{+}+0{,}68Ca^{+2}+2{,}44HCO_3^{-}+2{,}2SiO_2^{-2}=1{,}77Na_{0,62}Ca_{0,38}Al_{1,38}Si_{2,62}O_8+2{,}44CO_2+3{,}67H_2O$	0,00	0,00	0,22	0,20	0,64	0,00	0,00	0,50	$1{,}77Na_{0,62}Ca_{0,38}$ feldispat
(3) Kaolinitin biotite değişimi $0{,}037Al_2Si_2O_5(OH)_4+0{,}073K^{+}+0{,}22Mg^{+2}+0{,}15SiO_2+0{,}51HCO_3^{-}=0{,}073KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2+0{,}51CO_2+0{,}26H_2O$	0,00	0,00	0,00	0,13	0,13	0,00	0,00	0,35	0,073 biotit
(4) Kaolinitin K-feldispata değişimi $0{,}065Al_2Si_2O_5(OH)_4+0{,}13K^{+}+0{,}13HCO_3^{-}+0{,}26SiO_2^{-2}=0{,}13KAlSi_3O_8+0{,}13CO_2+0{,}195H_2O$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,13 K-feldispat

Kaynak: Garrels ve MacKenzie, 1967.

NOT: (2), (3) ve (4) No'lu adımlardaki su konsantrasyonları reaksiyonun tamamlanmasından sonraki rezidüel çözünmüş konsantrasyonlardır.

yeniden oluşturulması için birinci adımda, sudaki tüm Na^+ ve Ca^{+2}'yi tüketecek şekilde kaolinitin plajioklasa dönüşümü yapılır (ikinci adım, Tablo 7.6). Kaynak suyunun tüm analizleri Şekil 7.14'deki gibi diyagramlarda kaolinit kararlılık bölgesine düştüğü için, kaolinit ikincil mineral olarak seçilir. Garrels ve MacKenzie (1967) bu aşamada hesaplanan plajioklas türü feldispatın inceleme alanı bölgesinde bulunan kayalardaki ile benzer olduğunu belirtmektedir. Bir sonraki adımda biotit türü mika elde etmek için, Mg^{+2} ve yeteri miktarda K^+, HCO_3^- ve SiO_2 kaolinit ile reaksiyona sokulur. K^+, HCO_3^- ve SiO_2'nin az miktardaki bir artık maddesi de K-feldispat oluşturmak için reaksiyona sokulur. Bu adımdan sonra toplam orijinal silisyumun %4'ü rezidü olarak kalır. Bu değer, kaynak suyunun ortalama bileşiminde kullanılan orijinal konsantrasyon değerlerinin hata sınırları içerisindedir. Garrels ve MacKenzie (1967) sonuçta çok iyi yürüyen reaksiyonların, sistemin gerçekte CO_2 ile etkileşen kapalı bir sistemi ve de bozuşma ürününün de kaolinit mi olduğu konusunda şüpheleri daha da arttırdığı kanısına varmışlardır.

Hesaplama yaklaşımında kullanılan bir diğer yöntem de suda gözlenen katyon ve HCO_3^- konsantrasyonlarını bulmak için birincil minerallerin belli bir grubunu CO_2 yüklü su ile reaksiyona sokmaktır. Bu yaklaşım Cleaves vd. (1970) ve Bottomley (1974) tarafından kullanılmıştır. Başlangıçtaki P_{CO_2} için makul varsayımlar yapılabilirse, suyun pH'si de hesaba katılabilir. Mineralleri yeniden oluşturma yaklaşımı ile mineral çözünme yaklaşımı arasındaki fark, sadece hesaplama işleminden ibarettir. Yöntemlerin ikisinde de stokiyometrik reaksiyonlara ve kütle ile yük dengesi ilkelerine bağlılık söz konusudur. Silikat mineralleri ile karakterize edilen arazide birçok farklı mineral türü vardır ve mineral bileşimlerindeki idealden sapmalar büyük değişimler göstermektedir. Bu şartlara rağmen gözlemlenen su kimyasını, ideal bileşimdeki mineralleri az sayıda reaksiyona sokmak suretiyle açıklayabilmenin mümkün olması, biraz da şaşırtıcı olsa gerekir. Reaksiyon kinetiği, ideal olmayan bileşimlerdeki mineral topluluklarının davranışı, dispersiyon etkisi ve diğer faktörler konusundaki bilgilerin yeteri kadar mevcut olmayışından dolayı, silikatlı arazideki yeraltı suyunun kimyasal analizinin daha ileri düzeyde incelenmesi şu aşamada pek kolay değildir. Kristalen kayalarda büyük derinliklere inen yeraltı suyunun kimyasal evrimi sıcaklık ve basınçtaki artıştan etkilenir. Bu faktörlerin hesaba katılması yorumlama işlemlerini daha da zorlaştıracaktır. Başlıca silikat minerallerinden oluşan arazideki yeraltı suyu sistemlerinin su bileşimi yukarıda açıklanan genel bilgiler ışığında değerlendirildiğinde çok anormal sonuçlar ortaya çıkabilmektedir. Meselâ, bazı bölgelerde pH değerleri 9 veya 10'un üzerinde ve SiO_2 konsantrasyonları 100 mg/l'den büyüktür. Bu çeşit bir yeraltı suyu incelemesi için Klein (1974)'a başvurulması tavsiye edilir.

7.5 Kompleks Sedimenter Sistemlerdeki Yeraltı Suyu

Altbölümler 7.3 ve 7.4'de karbonat kayalarında ve nispeten basit kristalen kaya topluluklarındaki yeraltı suyunun kimyasal evrimi tanımlanmıştı. Ancak, çoğu sedimenter kayalar veya taşlaşmamış çökeller değişik mağmatik, metamorfik ve

sedimenter kaynaklardan türemiş mineral topluluklarının karışımından meydana gelmektedir. Münferit bir katman içinde bile karışık mineral toplulukları bulunabilir. Katmanlı istiflerde bu topluluklar bir katmandan diğerine değişebilir. Bu değişimler de bir katmandan diğerine veya bir bölgeden diğerine yeraltı suyu kimyasında büyük değişimlere neden olabilir. Burada, bu değişimleri kontrol eden faktörleri ve bu sistemlerden elde edilen verilerin yorumlanmasında kullanılabilecek bazı yaklaşımları ele alacağız.

Karşılaşma Sırası

Karışık veya katmanlı topluluklardaki yeraltı suyunun kimyasal evrimindeki en önemli faktörlerden biri *karşılaşma sırasıdır*. Bununla, suyun akış sistemi içinde hareketi sırasında karşılaştığı değişik mineraller veya mineral toplulukları kastedilmektedir. Bu durum, kumtaşı, kireçtaşı, jips ve şeyl şeklinde dört çeşit katman içeren kuramsal bir hidrojeolojik sistemde oluşan kimyasal evrim sıralaması göz önüne alınarak açıklanmaya çalışılacaktır. İşleme devam ederken başka varsayımlar da yapılacaktır.

Su, birinci evrim sıralamasında kireçtaşı akiferi üzerinde gelişen bir zeminden geçmektedir. Önce 10^{-2} bar düzeyinde CO_2 kısmî basıncı ile yüklenen su, daha sonra su tablası kuşağına süzülmektedir. Süzülme sırasında açık sistem çözünmesiyle kalsite göre doygunluğa erişilmektedir. Su kireçtaşını geçerek jips zonuna geçmekte ve jipse göre doygunluk kazanmaktadır. Su, jips zonundan sonra kumtaşı akiferine sonra da şeyl zonuna akmaktadır. Yeraltı suyunun bu sıralamanın değişik aşamalarındaki kimyasal evrimi, mineralojiyi ve akış sistemindeki jeokimyasal süreçleri ilgilendiren bazı varsayımlara dayalı olarak yapılmıştır. Sonuçlar Tablo 7.7'de verilmiştir.

Zemin kuşağındaki suyun kimyasının tamamıyla karbon dioksit rejimi tarafından kontrol edildiği varsayılmaktadır. Diğer kimyasal girdilerin tümünün önemsiz olduğu kabul edilmiştir. Zemin-su bileşimi Altbölüm 3.5'de tanımlanan yaklaşım kullanılarak hesaplanmıştır. pH 8'den küçük olduğundan, yük-denge ilişkisindeki H^+'ın tamamen HCO_3^- ile dengelendiği gerçeğinden hareketle hesaplamalarda sadeleştirmeler yapılmıştır. Tablo 7.7'de zemin suyunun pH'si 4,9 olarak ifade edilmiştir.

Kireçtaşında süzülme sırasında kalsitin açık sistemdeki doygunluk derecesine çözünmesi pH'nin 7,3'e yükselmesine neden olmaktadır. Bu kuşakta su bir Ca-HCO_3 bileşimi kazanır ve toplam çözünmüş madde miktarı da düşüktür (Tablo 7.7). Su jips tabakasına girdiği zaman, jipsin doygunluk derecesine çözünmesiyle acılaşır ve egemen iyonlar Ca^{+2} ile SO_4^{-2} olur. Bu aşamadaki suyun bileşimini hesaplamada, jips çözünmesinin kalsite göre aşırı doygunluğa erişmesine neden olmasına rağmen, kalsit çökeliminin önemli ölçüde devam etmediği varsayılmıştır. Bu nedenle, Tablo 7.7'de de görüldüğü gibi, kalsit için doygunluk indeksi (SI_c) büyük bir değerdedir. Kalsite göre aşırı doygunluğa neden olan faktör ortak iyon etkisidir.

Suyun kumtaşı katmanından geçişi sırasında kalsitin tedrîci çökeliminin kalsit dengesini yeniden sağladığı varsayılmıştır. Kumtaşının bileşimi kuvars ve feldispattan oluşmaktadır. Bu minerallerin su bileşimi üzerinde önemli bir etkisinin olmadığı

Tablo 7.7 Kireçtaşı, jips, kumtaşı ve şeyl sıralamasından oluşan kuramsal bir istifteki akış sırasında mineral çözünme ve çökelmesi ile katyon değişimine dayalı olarak hesaplanan yeraltı suyu bileşimleri.

		25 °C'da yeraltı suyu kimyası [a]							Doygunluk indisleri	
Zon	Jeokimyasal süreçler	Na	Ca	HCO_3	SO_4	TÇK	pH	P_{CO_2}	SI_c [b]	SI_g [c]
(1) Yer yüzeyi yakınında organik toprak	10^{-2} bar kısmî basıncında su CO_2 alır	0	0	0.07	0	21 [d]	4,9	10^{-2}	0	0
(2) Kireçtaşı (kalsit)	CO_2 yüklü su ile kalsitin açık sistemde çözünmesi	0	66	203	0	290	7,3	10^{-2}	1	0
(3) Jips	Jipsin doygunluk derecesine çözünmesi; kalsite göre aşırı doygunluğun gelişmesi	0	670	203	1400	2330	7,3	10^{-2}	6,7	1
(4) Kumtaşı (kuvars ve plajioklas)	Kalsit çökelimi ile kalsit dengesinin yeniden kurulması	0	650	140	1400	2250	6,7	$10^{-1,6}$	1	0,95
(5) Şeyl (Na-montmorillonit)	Ca^{+2}'un Na^{+} ile değişiminin kalsit ve jipse göre doygunluk altı durumunun gelişmesine neden olması	725	20	140	1400	2350	6,7	$10^{-1,6}$	0,06	0,2

[a] Konsantrasyonlar mg/*l* cinsinden.

[b] $[Ca^{+2}][CO_3^{-2}]/K$.

[c] $[Ca^{+2}][SO_4^{-2}]/K$.

[d] TÇK başlıca çözünmüş CO_2'den (yani H_2CO_3'den) oluşmaktadır.

varsayılmıştır. Kalsitin çökelmesi pH'nin 7,3'den 6,7'ye düşmesine ve P_{CO_2}'nin de 10^{-2}'den $10^{-1,6}$ bar'a yükselmesine neden olur. Ca^{+2} ve HCO_3^- konsantrasyonları azalır ve bunun sonucu olarak da toplam çözünmüş madde miktarında küçük bir azalma meydana gelir. Ca^{+2} ve SO_4^{-2} ise egemen iyonlar olarak kalır.

Su kumtaşından montmorillonit türü şeyl içerisine akarken katyon değişme süreci Ca^{+2} konsantrasyonunun rasgele belirlediğimiz 20 mg/l'lik spesifik bir değere düşmesine neden olur. Bu durum, Na^+ bileşiminin 725 mg/l'ye çıkmasına sebep olur. Katyon değişme süreci (3-109) eşitliği ile ifade edilmişti. Adsorplanan Ca^{+2}'un her bir molü Na^+'un 2 molü ile yerdeğiştirdiğinden, katyon değişimi toplam çözünmüş madde de küçük bir artışa neden olur fakat pH ve HCO_3^- değişmez. Ca^{+2} kaybı suda hem kalsit hem de jipse göre doygunluk altı durumun oluşmasına yol açar (Tablo 7.7).

İkinci evrim sıralamasında yüzeydeki zemin kuşağını geçen su kumtaşı, şeyl ve kireçtaşı katmanlarını geçerek en sonunda da jips katmanı içerisine akmaktadır. Zemindeki P_{CO_2} değeri 10^{-2} bar ve suyun bileşimi de bir önceki örneğin birinci aşamasındaki ile aynıdır. Kumtaşındaki plajioklas tam olmayan şekilde çözünmektedir (çözünme reaksiyonu için bkz. Tablo 7.4). Bu reaksiyonda kapalı sistem şartlarında 0,2 mmol H_2CO_3 tüketildiği varsayılmıştır. Böylelikle, çözünmüş CO_2'nin büyük bir bölümü HCO_3^-'a dönüşmektedir. Su küçük miktarlarda Na^+ ve Ca^{+2} konsantrasyonları kazanır; pH 6,5'e yükselir ve P_{CO_2} de $10^{-2,4}$ bar'a düşer (Tablo 7.8).

Su kumtaşından kireçtaşına geçtiği zaman, çözünmüş CO_2'nin H^+ tüketerek HCO_3^-'a dönüşmesi ve kalsitin doygunluk derecesine çözünmesiyle pH 8,9'a yükselir. P_{CO_2} de $10^{-2,4}$'den $10^{-4,4}$ bar'a düşer. Bu suda bir önceki örneğin kireçtaşı suyuna göre daha düşük olan Ca^{+2} ve HCO_3^- konsantrasyonları açık sistem ile kapalı sistem arasındaki çözünme farklılıklarını ortaya koymaktadır.

Su jips zonuna girdiği zaman jips çözünmesiyle acılaşır ve hakim iyonlar Ca^{+2} ile SO_4^{-2} olur. Kalsite göre ileri derecede bir aşırı doygunluk gelişir (Tablo 7.8). Sadece hesaplama maksadıyla kalsitin çökelmediği varsayılacaktır. Ancak, doğada kalsit tedrîci olarak çökelir ve böyle yüksek aşırı doygunluk düzeyleri uzun süre kalıcı olmaz. Kalsit çökelimi ile Ca^{+2} kaybı meydana gelir ve bu da daha fazla jipsin çökelmesine neden olur. Bazı durumlarda kalsit ve jipsin ikisi açısından da denge oluşabilir. Bu örneklerde her ne kadar kireçtaşı ve jips yeraltı suyunun kimyasal evrimini kontrol etse de, suyun sadece çok küçük miktarlarda kalsit ve jips içeren katmanlarda akışı sırasında bile benzer sonuçlar ortaya çıkabilir. Altbölüm 7.3'de, yüzde ağırlık cinsinden sadece çok küçük bir fraksiyonda kalsit içeren gözenekli birimde kalsite doygun suyun oluşabileceği gösterilmişti.

Bu iki kuramsal evrim sıralamasına göre, yeraltı suyunun farklı mineralojik bileşimdeki katmanlar ile karşılaşma sırasının su kimyası üzerinde çok önemli bir etkisi söz konusudur. Su farklı mineralojik bileşimdeki katmanlardan geçerken, su bileşiminde mineraloji ile denetlenen yeni termodinamik kısıtlamaların etkisi altında dengelemeler meydana gelir. Su bazı katmanlarda bazı mineral fazlarına göre lokal bir denge kazanabilse de, suyun devamlı akmak suretiyle farklı minerallerden oluşan

Tablo 7.8 Tablo 7.7 ile aynı fakat dizilimleri farklı katmanlarda mineral çözünme ve çökelmesi ile katyon değişimine dayalı olarak hesaplanan yeraltı suyu bileşimleri.

Zon	Jeokimyasal süreçler	25 °C'da yeraltı suyu kimyası [a]							Doygunluk indisleri	
		Na	Ca	HCO_3	SO_4	TÇK	pH	P_{CO_2}	SI_c [b]	SI_g [c]
(1) Yer yüzeyi yakınında organik toprak	10^{-2} bar kısmî basıncında su CO_2 alır	0	0	0,07	0	21 [d]	4,9	10^{-2}	0	0
(2) Kumtaşı (kuvars ve plajioklas)	Kapalı sistemde plajioklasın tam olmayan çözünmesi (0.2 mmol H_2CO_3 tüketilir)	1,6	2,8	12	0	38 [e]	6,5	$10^{-2,4}$	0,0005	0
(3) Şeyl (Na-montmorillonit)	Ca^{+2}'un Na^+ ile değişimi	3,9	0,8	12	0	38	6,5	$10^{-2,4}$	0,0001	0
(4) Kireçtaşı (kalsit)	Kalsitin kapalı sistemde doygunluk derecesine çözünmesi	3,9	8,4	31	0	55	8,9	$10^{-4,4}$	1	0
(5) Jips	Jipsin doygunluk derecesine çözünmesi	3,9	600	31	1440	2100	8,9	$10^{-4,4}$	75	1

[a] Konsantrasyonlar mg/*l* cinsinden.

[b] $[Ca^{+2}][CO_3^{-2}]/K$.

[c] $[Ca^{+2}][SO_4^{-2}]/K$.

[d] TÇM başlıca çözünmüş CO_2'den (yani H_2CO_3'den) oluşmaktadır.

[e] Çözünmüş CO_2 ve $Si(OH)_4$ içerir.

diğer katmanlara girmesiyle dengesizlik şartları ortaya çıkmaktadır. Hidrojeolojik sistemler çok sayıdaki katmanın sayısız geometrik pozisyonlarda düzenlenmesinden oluşmaktadır. İşte bu yüzden, çok sağlıklı stratigrafik ve hidrolik yük verilerinin elde mevcut olmasına rağmen, çoğu yerlerde yeraltı suyu kimyasında yorumlanması zor karmaşık alansal paternlerin bulunması gayet normaldir.

Buzul Çökellerinde Su Bileşimi

Buzul çökelleri anakayanın ve daha önceden mevcut olan buzul sedimentlerinin buzullar tarafından aşınmasıyla oluşmuş mineral topluluklarının bir karışımından oluşmuştur. Bu nedenle de buzul çökellerindeki yeraltı suyunun kimyası oldukça değişkendir. Bununla beraber, bu birimlerdeki yeraltı suyunun bileşimi konusunda bazı genellemeler yapmak mümkündür. Kuzey Amerika'da buzul çökellerindeki yeraltı suyunun çoğunun bileşimi üç ana kategori içerisinde değerlendirilmektedir.

1. *Tip I Sular*: Hafifçe asidik, çok tatlı sular (TÇK < 100 mg/*l*); baskın katyonlar Na^{+}, Ca^{+2} ve/veya Mg^{+2}, en bol anyon HCO_3^{-}; yumuşak veya çok yumuşak (su sertliği veya yumuşaklığı için bkz. Altbölüm 9.1).
2. *Tip II Sular*: Hafifçe bazik, tatlı sular (TÇK<1000 mg/*l*); baskın katyonlar Ca^{+2} ve Mg^{+2}, en bol anyon HCO_3^{-}; sert veya çok sert.
3. *Tip III Sular*: Hafifçe bazik, acı sular (TÇK≈1000–10000 mg/*l*); Na^{+}, Mg^{+2}, Ca^{+2}, HCO_3^{-} ve SO_4^{-2} genellikle majör konsantrasyonlar halinde; çoğunda baskın anyon SO_4^{-2}.

Tip I sular Kanada'daki Prekambriyen Kalkan'da, kuzey Minnesota'da, kuzey Wisconsin'da ve kuzey Michigan'daki buzul çökellerinde bulunmaktadır. Ayrıca, buzul örtüsünün mağmatik kayalardan türediği Maine, Vermont ve New Hampshire'ın bazı kesimlerinde de bulunmaktadır. Tip II sular A.B.D.'nin ortabatı bölgesinde ve güney Ontario'daki buzul çökellerinde bulunmaktadır. Tip III sular A.B.D. ve Kanada'nın İç Düzlükler'de yaygın olarak bulunmaktadır (Kuzey Dakota, Montana, Manitoba, Saskatchewan ve Alberta). (İç Düzlükler'de Tip II sular bulunsa da Tip III sular kadar yaygın değildir).

Tarımsal faaliyetlerden veya kanalizasyon sistemlerinden dolayı kirlenmenin önemli olduğu durumlarda bu su çeşitlerinin her birinde önemli miktarlarda NO_3^{-} ve Cl^{-} konsantrasyonları bulunabilir. Dağlık bölgedeki buzul süreçlerinin sonucunda oluşan çökeller de yeraltı suyu içerebilirse de, burada üzerinde durulmayacaktır. Yukarıdaki genel kategoriler sadece, kimyasal gelişimlerini buzul çökellerindeki süreçlere borçlu olan yeraltı sularını veya bu çökeller üzerinde gelişen zeminlerdeki yeraltı sularını işaret etmektedir. Buzul çökellerindeki bazı yeraltı suları akış tarihçeleri içinde anakaya içinden veya diğer buzul olmayan birimlerden geçmiş olabilir. Bu tür suların kimyasal bileşimi buzul olmayan birimlerdeki süreçlerden genellikle etkilenmektedir.

İçinde Tip I suların yaygın olarak bulunduğu buzul çökelleri mağmatik veya metamorfik kayalardan türemiştir. Bu suların kimyasal evrimi Altbölüm 7.4'de tanımlanan şekilde alüminosilikat mineralleri ile meydana gelen etkileşimler tarafından kontrol edilmektedir. Bu minerallerin bozuşması yeraltı suyu hareketine oranla yavaş olduğundan, yeraltı sularındaki çözünmüş katılar çok düşüktür ve pH değerleri 7'den büyük değerlere ulaşmamaktadır. Ca^{+2} ve Mg^{+2} bazen baskın katyonlar olsa da, toplam konsantrasyonları düşük olduğundan, yumuşak sulardır. Prekambriyen kalkanın çoğu yerindeki buzul çökellerinde yaygın su çeşidi Tip I sular olsa da, Kalkan Bölgesi'nde Tip II sular da geniş alanlarda gözlenmektedir. Bunun başıca nedeni, Kalkan yakınındaki Paleozoyik temel kayasının buzul aşındırması, Kalkan üzerindeki Paleozoyik mostraların aşınması veya lokal mermer zonlarının ya da karbonat minerali içeren diğer metamorfik kayaların aşınması sonucunda türeyen karbonat mineralleridir. Kalkan üzerinde yeraltı suyu ile beslenen nehir ve göllerin suları karbonat mineralleri içeren buzul çökellerine yakınlık derecesine göre asidik veya baziktir.

Tip II sular başlıca açık veya kısmen açık sistem CO_2 şartlarında karbonat minerali çözünmesinin sonucudur. Katyon değişme süreçlerinin sık rastlanan bir değiştirme etkisi söz konusudur. Jips, anhidrit ve kayatuzu gibi mineraller genellikle bulunmadığından, Cl^- ve SO_4^{-2} konsantrasyonları çok ender durumlarda 100 mg/*l*'yi aşar. Feldispat ve mika gibi birincil silikat minerallerinin çözünme etkisi, çok daha yüksek konsantrasyonlardaki katyonların ve kalsit ile dolomitten gelen HCO_3^- etkisi ile silinmektedir.

Jeokimyasal bakış açısından buzul çökellerindeki en karmaşık sular Tip III sulardır. Bu sular Tip II sulardan daha yüksek orandaki Mg^{+2}, Na^+ ve SO_4^{-2} ile ve o kadar olmasa da yine biraz daha yüksek Ca^{+2} konsantrasyonları ile ayrılmaktadır. Tip III sular acı karakterleri ve yüksek SO_4^{-2} içerikleri nedeniyle, su kullanımı bakış açısından bu bölge için biraz da talihsizlik olarak düşünülmektedir. Bu sular sulama için genellikle elverişsizdir ve pekçok yerde de insan ve hayvan tüketimi için elverişli değildir.

Tip III yeraltı sularının temel kimyasal karakterleri aşağıdaki süreçlerin birleşimi ile açıklanabilir: kalsit ve dolomitin 7-8 düzeyinde pH ve 300-700 mg/*l* düzeyinde HCO_3^- üretecek şekilde açık veya kısmen açık sistemde çözünmesi; birkaç yüz ile 2000 mg/*l* düzeyinde SO_4^{-2} değerleri ve birkaç yüz mg/*l* Ca^{+2} üretecek şekilde jips ($CaSO_4.2H_2O$) ve anhidritin ($CaSO_4$) çözünmesi; iyon değişimi ile katyon oranlarının değişimi. Bu kimyasal süreçlerin tümü birbiriyle ilişkilidir. Cherry (1972), Grisak vd. (1976) ve Davison (1976) Manitoba'daki Büyük İç Düzlükleri Bölgesi ve Saskatchewan'daki değişik alanlarda bulunan Tip III suların açıklamasında yukarıdaki dört sürecin stokiyometrik bileşimini kullanmışlardır. Zeminlerde ve bölgenin buzul çökellerinde her yerde kalsit ve dolomitin mevcut olması ve zemin kuşağındaki P_{CO_2} değerlerinin genellikle yüksek olmasından dolayı, gözlenen pH ve HCO_3^- değerlerini açıklamada kalsit ve dolomit çözünmesi en makul yol olarak görünmektedir. Tip III

sular kalsit ve dolomit açısından karakteristik bir şekilde doygun ve orta derecede aşırı doygundur. Tip III suların çoğunda SO_4^{-2}'nin baskın anyon olarak bulunabilmesi için sadece çok düşük miktardaki jipsin çözünmesi gerekir. Tip III sular jips bakımından genellikle doygunluk altındadır. Suyun kendi akış yolundaki hareketi sırasında toplam çözünmüş katı madde miktarındaki başlıca artış jips çözünmesinden ileri gelir. Ortak iyon etkisinden dolayı, ilave Ca^{+2} çoğu zaman kalsit ve dolomit bakımından aşırı doygun suların oluşmasını sağlamaktadır.

Yukarıda tanımlanan mineral çözünme süreçleri ile Tip III sular için pH, TÇK, HCO_3^- ve SO_4^{-2} karakteristik değerleri açıklanabilir fakat, yüksek Mg^{+2} ve Na^+ konsantrasyonları ile düşük ama önemli Cl^- konsantrasyonları izah edilemez. Ayrıca, SO_4^{-2} ile ilişkili ve izah edilemeyen bir Ca^{+2} eksikliği söz konusudur. Tip III suların temel özelliklerinin mantıklı bir çerçeve içerisinde izah edilmesinde aşağıdaki faktörlerin birleşik etkisi söz konusudur: zemin kuşağında CO_2 ile yüklenen suyun karbonat minerali çözmesi, küçük miktarlardaki jipsin çözünmesi ve montmorillonitik killerde Ca^{+2}'un Na^+ ve Mg^{+2} ile değişimi. Tatlı suyun acı suya evriminde etkin olan faktör, çözünme için gerekli jipsin mevcut oluşudur. Jipsten türeyen Ca^{+2}'nin içeri akışı, katyon değişme reaksiyonları [(3-106) ve (3-109) eşitlikleri] dengeyi sağlamaya çalışırken Na^+ ve Mg^{+2} konsantrasyonlarında artışa neden olur. Tip III sularda baskın anyon olan SO_4^{-2}'nin ana kaynağı jips olarak görünmektedir.

Buzul çökellerindeki jipsin kaynağı geniş bir spekülasyon konusudur. Bulunan değişik kanıtlar bunların buzul çökellerinin oluşumu sırasında mevcut olmadığını işaret etmektedir. Cherry (1972) bölgesel sedimenter havzaların buzullarla yüklenmesi sırasında çok tuzlu suların derinlerdeki formasyonlardan sığ zonlara zorlama ile nüfuz etmesi sonucunda bu çökellerde küçük ama önemli miktarda jips çökelimi olduğu şeklinde bir hipotez öne sürmüştür. Bu olay, Pleistosen devrinde çok sayıdaki buzul çekilme dönemlerinde değişik til birimlerinin üst kesimlerinde gelişmiş olabilir. Başka bir hipotezde jipsin kökeni toprakta veya zemin kuşağında az miktarda bulunan pirit (FeS_2) gibi demir sülfürlerin oksidasyonu ile açıklanmaktadır. Süzülme, demir sülfür oksidasyonu, kalsit çözünmesi ve bunları izleyen buharlaşma-terlemenin birleşik etkisi sığ derinlikte jips çökelmesine neden olur. Bu hipotezler ayrıntılı olarak değerlendirilmemiştir. Tip III suların evriminde rol oynayan en önemli mineralin kökeni tartışmalı bir konu olarak beklemektedir.

Katmanlı Sedimenter Kayalardaki Yeraltı Suyu

Karasal, delta veya denizel kökenli sedimenter kayaların katmanlı istiflerine Kuzey Amerika'nın çoğu yerinde rastlanır. Bu istiflerde yaygın olarak kumtaşı, silttaşı, şeyl, kireçtaşı ve dolomit bulunmaktadır. Daha önceki tartışmalarımızda bahis konusu olan diğer hidrojeolojik ortamlardaki jeokimyasal süreçlerin çoğu bu katmanlı istiflerde de önemlidir. Sözgelimi, karbonat mineralleri ve az miktardaki jips, anhidrit veya kayatuzunun çözünmesi majör iyon bileşimini çoğu zaman etkilemektedir.

Feldispatların, mikaların ve kil minerallerinin alterasyonları da önemli olabilir. Bu altbölümde daha önce göz önüne alınan hidrojeolojik ortamlara göre katmanlı sedimenter kayalarda genelde daha önemli olan dört jeokimyasal süreç tanımlanacaktır. Bu süreçler: (1) katyon değişimi, (2) zemin kuşağı altında CO_2 üretimi, (3) sülfatın biyokimyasal indirgenmesi ve (4) sülfür minerallerinin oksidasyonudur. Açıklamada yüzeyden birkaç yüz metre derinlik içindeki tatlı veya acı suyun evrimine vurgu yapılmıştır. Tuzlu veya çok tuzlu suların geliştiği daha derin sistemler Altbölüm 7.7'de ele alınmıştır.

Katmanlı sedimenter istiflerdeki çoğu yeraltı suyunun çarpıcı bir özelliği Na^+ ve HCO_3^-'ın egemen iyonlar şeklinde bulunmasıdır. Bazı durumlarda HCO_3^- konsantrasyonları 2500 mg/*l* gibi yüksek değerlerde olup, bu değer kireçtaşı ve dolomitteki yeraltı suyunda bulunan tipik HCO_3^- değerlerinin birkaç katıdır. Na-HCO_3^- türü sular A.B.D.'nin Atlantik ve Körfez Kıyı Düzlükleri'ndeki Tersiyer ve Kretase çökellerinde (Foster, 1950; Back, 1966), batı Kuzey Dakota, Montana, güney Saskatchewan ve Wyoming'deki Tersiyer ve Kretase temel kayalarında bulunmaktadır (Hamilton, 1970; Moran vd. 1978a; Groenewold vd., baskıda). Na^+ ve HCO_3^-'ın egemen iyonlar şeklinde oluşumu, katyon değişimi ile dolomit ve kalsit çözünmesinin birleşik etkisiyle açıklanabilir. Yüksek Na-HCO_3 suları önemli miktarda kalsit veya dolomit ile değişebilir Na^+ içeren kil minerallerinin bulunduğu katman istifinde oluşabilir.

İki jeokimyasal süreç aşağıdaki reaksiyonlarla temsil edilir:

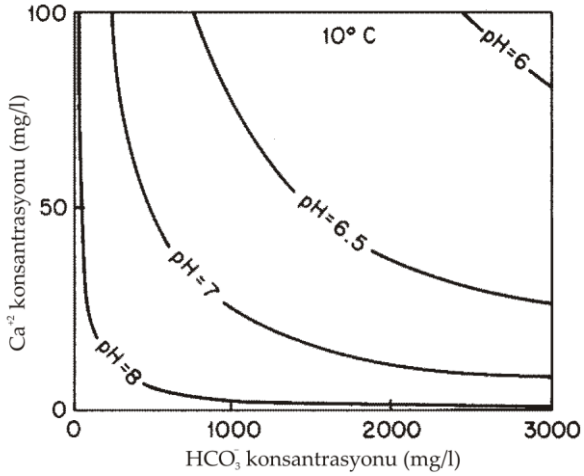
$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightarrow 2HCO_3^- + Ca^{+2} \qquad (7\text{-}14)$$

$$Ca^{+2} + 2Na(ad) \approx 2Na^+ + Ca(ad) \qquad (7\text{-}15)$$

Reaksiyon denklemlerindeki (ad) simgesi killer üzerinde adsorplanan katyonları ifade eder. Killerdeki değişme alanlarında önemli miktarda Na^+ bulunduğu sürece (7-15) eşitliğinin sağ tarafa doğru dengeye gelmesi çok zordur. Aktivite çarpımı $[Ca^{+2}][CO_3^{-2}]$ kalsitin denge sabitinden küçük (yani $SI_{kalsit}<1$ olduğu sürece) ve çözünme için kalsit mevcut olduğu sürece (7-14) denklemi sağa doğru ilerleyecektir. Değişme reaksiyonu ile Ca^{+2}'nin çözeltiden uzaklaştırılması suyun kalsit bakımından doygunluk altına düşmesine ve bu sebeple de kalsit çözünmesinin devam etmesine neden olur. Bu iki sürecin su tablasının altında gelişmesi halinde karbonat minerali çözünmesi kapalı sistem şartlarında oluşur. pH, HCO_3^- ve Na^+ değerleri artarken H_2CO_3 olarak ifade edilen çözünmüş CO_2 de tüketilir. Kalsitin dengeye çözündüğü düşük tuzluluk sularındaki pH, Ca^{+2} ve HCO_3^- konsantrasyonları arasındaki ilişkiler Şekil 7.16'da görülmektedir. Bu grafikte, yeraltı suyunda yaygın olan pH aralığında Ca^{+2} konsantrasyonları küçük değerlerde tutulduğu zaman denge HCO_3^- konsantrasyonlarının yüksek olduğu görülmektedir.

Yukarıda bahsedilen bölgelerdeki Tersiyer ve Kretase katmanlarında birkaç on mg/*l*'den daha düşük Ca^{+2} ve Mg^{+2} ile 1000 mg/*l*'den daha büyük HCO_3^- bileşimindeki

yeraltı suları yaygın olarak bulunur. Bu suların pH değerleri genellikle 7,0-8,5 aralığındadır.



Şekil 7.16 Kalsitin 10 °C sıcaklıktaki pH, Ca^{+2} ve HCO_3^-'ün fonksiyonu olarak ifade edilen çözünürlüğü. Çözünürlük eğrileri $K_{eq} = (Ca^{+2})(HCO_3^-)/(H^+)$ ilişkisinden hesaplanmıştır.

Bu pH aralığındaki yeraltı suyunun böyle yüksek HCO_3^- konsantrasyonlarına evrimleşebilmesi için, H^+'nın yüksek miktarda üretilmesi gereklidir. Düzlükler Bölgesi'nde H^+'nın temel kaynağı bu bölgedeki temel kayalarının yaygın bir bileşeni olan piritin (FeS_2) oksidasyonudur (Moran vd., 1978). Hidrojen iyonları

$$FeS_2(k) + 15/4O_2 + 7/2H_2O \rightarrow Fe(OH)_3(k) + 4H^+ + 2SO_4^{-2} \qquad (7\text{-}16)$$

reaksiyonu sonucunda serbest bırakılır. Oksidasyon, oksijen yer atmosferinden sağlanırken zemin nemi kuşağında oluşur. Belirli bir jeolojik birimin kütlesine kıyasla çok küçük miktardaki piritin oksidasyonu suyun pH'sinde büyük bir azalmaya neden olur. H^+'ın bir diğer kaynağı da zemin kuşağında bilinen tarzdaki CO_2 üretiminden ileri gelir.

Atlantik ve Körfez Kıyı Düzlükleri'ndeki Na-HCO_3 türü yeraltı sularını açıklamak için Foster (1950), Pearson ve Friedman (1970) ve Winograd ve Farlekas (1974) CO_2'nin yeraltı suyu akış sisteminde su tablası altındaki derinliklerde oluştuğu sonucuna varmışlardır. CO_2, H_2O ile birleşerek H_2CO_3 oluşturur ve bu da kalsit çözünmesine neden olur. Derinlerde CO_2 oluşumu için aşağıdakine benzer mekanizmalar öne sürülmektedir:

Organik maddenin sülfat ile oksidasyonu:

$$2CH_2O + SO_4^{-2} \rightarrow HCO_3^- + HS^- + CO_2 + H_2O \qquad (7\text{-}17)$$

Linyitin kömürleşmesi (diyajenezi):

$$C_nH_2O \rightarrow n/2\ CO_2(g) + 1/2\ C_nH_{2n+2} \qquad (7\text{-}18)$$

Anaerobik yeraltı suyu sistemlerinde organik maddenin oksidasyonu SO_4^{-2}'ın indirgenmesi ile sağlanabilir. Anaerobik bakterilerin katalizleme etkisini gerektiren bu süreç bazen kuyu örneklerinde çürümüş yumurta kokusu veren H_2S ile teşhis edilebilir ($HS^- + H^+ = H_2S$). CO_2'nin SO_4^{-2} indirgenmesi ile üretildiği yeraltı suyunda SO_4^{-2} konsantrasyonları düşüktür; bu yüzden de sadece kalsit çözünmesi ve iyon değişme süreçleri ile evrimleşen yüksek Na-HCO_3 sularından kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

Karasal ve deltasal çökellerin katmanlı bazı istiflerinde hatırı sayılır miktarda kömür bulunabilmektedir. Foster (1950) ve Winograd ve Farlekas (1974), linyit kömürleşmesinin Atlantik ve Körfez Kıyı Düzlükleri'ndeki bazı yeraltı suyu kuşaklarında CO_2'nin önemli bir kaynağı olduğunu öne sürmektedir. Linyit kömürleşmesi, bir anaerobik ortamda sıcaklık ve basıncın devamlı şekilde uçucu maddeyi ortadan kaldırdığı ve arkasından da linyitin kömüre dönüşümünde uçucu maddenin oksitlendiği bir süreçtir. Ancak, bu işlem Büyük Düzlükler Bölgesi'ndeki kömürce zengin çökellerdeki önemli bir CO_2 kaynağı olamaz.

Karşılaşma sırası, mineral çözünmesinin göreceli hızları, minerallerin mevcut olması ve çözünürlüğü, organik madde ve bakterilerin varlığı, CO_2 şartları ve sıcaklığa bağlı olarak yeraltı suyunun katmanlı veya tutturulmamış sedimentlerin karışık topluluklarında veya kayalarda birçok farklı jeokimyasal evrim izlerini nasıl takip edebileceğini göstermiş olduk. Bugünkü yeraltı suyunun bileşimini yukarıdaki faktörlere dayalı olarak modeller ile açıklamak çoğu zaman mümkün olsa da, yeraltı suyu akış sistemlerinin hidrokimyası, yeraltı suyunun devamlı surette geçtiği jeolojik birimlerde geniş jeolojik zaman aralıklarında devamlı ilerleyen ve geri dönüşü olmayan değişimlere maruz kalır. Çoğu hidrojeolojik sistemlerdeki yeraltı suyunun kimyasal evrimini şiddetle etkileyen küçük miktardaki jips veya diğer çözünebilir mineraller bu sistemlerden tedrîci olarak uzaklaştırılmaktadır. Sodyumca zengin suların gelişiminde Ca^{+2} ile yerdeğiştiren sodyum kil minerallerindeki değişim alanlarında uzaklaştırılmaktadır. Feldispat ve mika gibi silikat mineralleri devamlı şekilde kil minerallerine dönüşmektedirler. Beslenme bölgelerinde evrim izinde dolaşmaya başlayacak olan yeraltı suyunun başlangıç bileşimini kontrol eden zemin profillerinin karakteristikleri, tekrarlanan süzülme olaylarından ileri gelen yıkamanın etkisiyle yavaş yavaş değişmektedir. Binlerce veya milyonlarca yıllık zaman aralığında meydana gelen bu değişimler yerkabuğunun bileşimini ve şeklini etkilemektedir. Yeraltı suyu kimyasının jeolojik zaman ölçeği üzerindeki etkileri 11. Bölümde ileri düzeyde ele alınmıştır. Yakın geçmişteki birkaç on veya birkaç yüz yıl gibi daha güncel bir zaman ölçeğinde yeraltı suyunun kimyasal evrimi beşerî faaliyetlerden etkilenmektedir. 9. Bölümde yeraltı suyu kalitesini bozan bu faaliyetlerin bazı spesifik örnekleri tanımlanacaktır.

7.6 ^{14}C Yaşlarının Jeokimyasal Yorumu

Altbölüm 3.8'de yeraltı suyunun yaşını bulmada kullanılan ^{14}C yönteminin ilkeleri takdim edilmişti. Burada ise amacımız, jeokimyasal süreçleri de hesaba katan bazı yöntemleri tanımlamaktır. Bu jeokimyasal süreçler ayarlanmış veya düzeltilmiş yeraltı suyu yaşının çürüme yaşından veya düzeltilmemiş ^{14}C yaşından farklı olmasına neden olabilmektedir. Yeraltı suyunun ^{14}C yaşını belirlemede ilk adım, 50-100 litre su örneğinden genellikle $BaCO_3$ veya $SrCO_3$ formunda birkaç gram veya daha fazla inorganik karbonun çökeltilmesidir. Bir sonraki aşamada, çökelden çıkarılmış karbondaki yüzde ^{14}C (yani spesifik gravite) radyometrik sayma ile belirlenir. Ölçülen ^{14}C içeriği normalde örnekteki ^{14}C'ün güncel karbonun ^{14}C içeriğine oranı (R) şeklinde ifade edilir.

Bu orana dayalı olarak (3-111) eşitliği bir ^{14}C örneğinin ayarlanmamış yaşını ifade etmektedir. Su tablasının altında mineral çözünmesinin bir sonucu olarak suya giren ölü karbonun etkisini hesaba katmak için, Q simgesi ile gösterilen bir ayarlama faktörü kullanacağız:

$$t = -8270 \ln R + 8270 \ln Q \qquad (7\text{-}19)$$

Burada Q: Su tablası altında mineral çözünmesi veya organik madde oksidasyonu vasıtasıyla türemiş toplam çözünmüş inorganik karbon fraksiyonudur. Bu ilave edilmiş karbonda *hiç* ^{14}C bulunmadığı varsayılmaktadır. "Güncel" düzeydeki ^{14}C'ün bulunduğu zeminin boşluklarındaki ^{14}C'ün çabucak dengeye gelmesinden dolayı, su tablası üstünde mineral çözünmesi ile suya giren inorganik karbonun suyun ^{14}C içeriği üzerine etkisinin çok düşük olduğu kabul edilmektedir. Q'nun bu tanımlaması Wigley (1975)'inki ile örtüşmektedir. Buradaki açıklamamızda Q'yu etkileyen faktörler ve Q'nun hesaplama ile bulunduğu çok sayıda yöntem üzerinde durulacaktır. Q, "çözeltiye giren karbonun numunenin toplam çözünmüş inorganik karbonu içindeki güncel karbona eşit bir ^{14}C içeriğini devamlı surette sağladığı şartlar altında", başlangıçta yeraltı suyuna giren inorganik karbonun oranıdır.

Farklı kaynaklardan su karışımının olmadığı birkaç örnekte Q'nun önemi açıklanmaya çalışılacaktır. Suyun zemin kuşağına süzüldüğü bir durumu göz önüne alalım. Zeminin CO_2 üretim kuşağındaki CO_2'den ve kalsit çözünmesinden suya 100 mg/*l* oranında inorganik karbon karışmış olsun. Su daha sonra yeraltı suyu akış sisteminde daha fazla kalsit çözünümü olmadan örnekleme yapılan noktaya hareket etmiş olsun. Örneklenmiş sudaki Q değeri bu durumda 1 olacaktır. Çünkü, karbonat minerallerinin zemin kuşağındaki çözünmesi ile suya verilen ^{14}C içeriği güncel karbonun ^{14}C içeriği ile aynıdır ve bu durum zemin kuşağında çözünen kalsit veya dolomitin önemli miktarda ^{14}C içermesinden bağımsızdır. Karbonat minerali çözünmesinin doygun olmayan zonda meydana gelmesi halinde, güncel organik maddenin çürümesiyle oluşmuş ve sudaki ile zemin atmosferindeki ^{14}C içeriğinin

dengesini sağlayacak yeterli miktarda CO_2 genellikle vardır. Zemindeki organik maddenin yaşının onlarca veya yüzlerce yıl olmasının sonuç üzerindeki etkisi çok azdır. Bunun nedeni, bu zaman dilimlerinin ^{14}C'ün yarı ömrüne (5730 yıl) göre çok kısa olmasıdır.

İkinci örnekte, zemin kuşağında açık sistem şartları altında su, çözünmüş inorganik karbondan 100 mg/*l* almakta ve sonra su tablası altındaki kalsit ve dolomit çözünmesiyle oluşmuş karbondan da diğer bir 100 mg/*l* almaktadır. Bu durumdaki *Q* değeri 0,5'dir. Hidrojeolojik sistemlerde bulunan kalsit ve dolomitlerin hemen hepsi yüzbinlerce hatta milyonlarca yıl önce oluştuğundan, bunlarda ölçülebilir miktarda ^{14}C bulunmamaktadır. Mineral yaşlarının bu kadar büyük olduğu durumlarda bunların başlangıçtaki ^{14}C içeriğinin radyoaktif çürüme ile tükenmiş olması söz konusudur. Kapalı sistem çözünmesiyle yeraltı suyuna karışan çözünmüş inorganik karbon, sudaki orijinal inorganik karbonun radyoaktif olmayan karbon ile seyrelmesine neden olur. Bu örnekteki *Q* değeri 0,5'tir. Çünkü, başlangıçta güncel ^{14}C değeri taşıyan karbonun toplam karbona oranıdır. Toplam karbon ise, orijinal karbon ile radyoaktif olmayan karbondan oluşmaktadır.

Üçüncü örnekte, yukarıda tanımlanan yeraltı suyu akış yolunda hareket ederek, karbonat minerallerinden türemiş toplam çözünmüş organik karbonun içeriğinin daha da arttığı bir zona gelmiştir. *Q*'nun değeri bu sebepten dolayı daha küçük olmalıdır. Sözgelimi su, CO_2'nin sülfat indirgenmesi ile üretildiği ve kalsit çözünmesinin de artan CO_2 ile birlikte Na–Ca değişimiyle gerçekleştiği bir zona girerse, ilave karbonun ^{14}C'den yoksun olması beklenir. Jeolojik katmanlar arasında bulunan karbon normalde çok yaşlıdır ve genelde önemli miktarda ^{14}C içermez. Eğer su organik madde ve kalsit çözünmesinden 100 mg/*l* inorganik karbon alırsa *Q*'nun değeri 100/300=0,33 olur.

Başka bir örnekte, içinde karbonat mineralleri bulunmayan granitik kayalardaki akış yollarını takip eden yeraltı suyunu inceleyeceğiz. Beslenme alanında su zemin kuşağına ilerleyerek orada 15 ^0C'da ve 10^{-2} bar kısmî basınç altında CO_2 ile yüklenmiştir. Bu nedenle, çözünmüş inorganik karbon içeriği 21 mg/l'dir ve, bu P_{CO_2} altında denge halindeki suyun pH'si 5,0 olduğundan, çözünmüş inorganik karbonun neredeyse tamamı H_2CO_3 formundadır. Bu değerler Altbölüm 3.5'de açıklanan türdeki hesaplama yöntemleri kullanılarak elde edilmiştir. Toplam çözünmüş inorganik karbonun çoğunun H_2CO_3 formunda bulunması gerçeği Şekil 3.5(a)'dan da anlaşılabilir. Su granitteki akışına devam ederken, feldispat ve mika gibi silikat minerallerinin çözünmesiyle pH ve HCO_3^- değerleri giderek artacaktır. Sonuçta pH 7'nin üzerine çıkabilir ve çözünmüş inorganik karbonun neredeyse tamamı da HCO_3^- formunda bulunacaktır. Ancak, kaya kütlesinden yeraltı suyuna yeni inorganik karbon katkısı olmadığı için, bu değişimler olurken *Q*'nun değeri 1 olarak kalacaktır.

Bu örneklerde, bölgesel akış yollarındaki hareketi sırasında kimyasal olarak evrimleşen yeraltı suyunda *Q*'nun bazı durumlarda azaldığı görülmektedir. ^{14}C verilerinden yeraltı suyunun "gerçek" yaşının bulunması arzu ediliyorsa, öncelikle sudaki inorganik karbonun jeokimyasal kökeninin çok iyi bir şekilde anlaşılması gerekir. Bu işlem, daha önceki altbölümde ana hatları verilen kavramsal jeokimyasal

modeller kullanılarak yapılabilir. Yeraltı suyundaki inorganik karbonun ^{13}C içeriğine ait verileri ve gözenekli ortamdaki karbon kaynaklarını kullanmak suretiyle bu modellerin doğruluğu test edilebilir ve geliştirilebilir. Hidrokimyasal veriler ile ^{13}C verilerinin yorumlanmasına dayalı olarak yapılan ^{14}C yaşı ayarlama yöntemleri konusunda daha ayrıntılı açıklamalar Pearson ve Hanshaw (1970), Wigley (1975) ve Reardon ve Fritz (1978)'de bulunabilir.

Yukarıdaki örneklerde her ne kadar jeokimyasal süreçlerle ^{14}C seyrelmesinin yeraltı suyunun ^{14}C yaşı üzerinde ne kadar önemli olduğu gerçeğine dikkat çekilmiş ise de, ^{14}C yaşlarının yine de pekçok yeraltı hidrolojik incelemelerinde yararlı olduğu unutulmamalıdır. *Q* değerlerinin bulunmasında büyük belirsizlikler olsa bile, ^{14}C verileri çok değerli bilgiler sağlayabilir. Bir problemin çözümünde çoğu zaman yaş ile ilgili ayrıntılara gerek duyulur. Meselâ, suyun yaşının 15.000 veya 30.000 yıl olması, elde edilen yaş verilerinin bu aralıkta veya daha yaşlı olduğuna dair bilgiler makul güvenilirlik sınırları içerisinde kalıyor ise, çok da önemli olmayabilir. Bu yaklaşımı bir kenara koyalım; yaşlı yeraltı suyu için hesaplanmış *Q* değerlerindeki büyük belirsizliklerin hesaplanan yeraltı suyu yaşları üzerine etkisinin çok az olması aslında bir avantajdır.

Bir örnek vermek gerekirse, bir yeraltı suyu numunesinin düzeltilmemiş yaşı 40.000 yıl ve *Q* değeri de 0,7 ise, (7-19) eşitliğini kullanarak bulunan düzeltilmiş yaş 37.050 yıl olur. *Q* ile ilgili belirsizliğin sözgelimi ±0,2 gibi büyük bir değerde olması durumunda bulunan ^{14}C yaşları 34.250–39.135 yıl olur. (7-19) eşitliğindeki logaritmik terimlerden dolayı *t*'nin büyük değerlerinde *Q*'nun etkisi küçük olacaktır.

Yukarıda sunulan hipotetik durumların birinde *Q* değeri 0,3 olarak bulunmuştur. Gerçek durumlarda bu bir uç değer olarak göz önüne alınır. Genel bir kılavuz olarak, Mook (1972) *Q*'nun 0,85 alınmasının çoğu problem için makul bir değer olduğunu öne sürmüştür. Wigley (1975) su tablasının altında CO_2 oluşumunun söz konusu olmadığı durumlarda *Q*'nun 0,5'den daha küçük değerler almasının ihtimal dışı olduğunu göstermiştir.

Yaşlı yeraltı sularının oluştuğu kuşakların tanımlanmasında önümüzdeki birkaç on yılda artan bir ilgi olacağını ümit ediyoruz. Bu durum, günümüzde hidrolojik döngü içine bırakılan sayısız çeşitteki kimyasal madde ile lekelenmemiş suya ihtiyaç duyan toplumların gelişimi ile birlikte oluşacaktır. Hidrosfer ile bağlantısı bulunmadığı düşünülen ve tuzlu veya çok tuzlu su içeren derin bazı yeraltı suyu kuşakları atık depolama açısından özel bir öneme sahip olabilir. Bu ve diğer nedenlerden dolayı, yerkabuğunun en üstteki birkaç bin metrelik kesiminde bulunan yeraltı suyundaki ^{14}C dağılımı gelecek yıllarda önemli olacaktır.

7.7 Derin Sedimenter Havzalarda Membran Etkileri

Bu kitapta daha çok yerkabuğunun en üst birkaç yüz metrelik kesimindeki süreçlere ve yeraltı suyu sistemlerinin karakteristiklerine vurgu yapılmıştır. Bu kuşaklarda sıcaklık genellikle 30 ^0C'dan az ve çevre basıncı da büyük düzeylerde değildir. Ancak, yerkabuğundaki yeraltı suyunun çoğu, sıcaklık ve basıncın daha

önceki açıklamalarımızda kullandığımız düzeylerin çok üzerinde olduğu büyük derinliklerde bulunmaktadır. Bu derinliklerdeki suyun kimyasal karakteristikleri sığ derinliklerdekinden genellikle çok farklıdır. Farklı su bileşimlerini doğuran faktörler, sıcaklık ve basıncın mineral çözünürlüğü ile iyon karmaşıklığı üzerindeki etkisi ve derin yeraltı sularının büyük yaşlarıdır. Bu derinliklerde tuzlu veya çok tuzlu sular oldukça yaygın olup, bazen acı karakterde de bulunabilir.

Derin akış sistemlerindeki yeraltı suyunun kimyasal evrimini etkileyen değişik faktörler arasında *membran etkisi* olarak bilinen sadece bir özelliği seçeceğiz. Diğer etkiler sığ sistemler için tanımlanan kimyasal süreçlerin biraz daha genişlemesinin bir sonucudur. Ancak, membran etkisi katmanlı sedimenter kayalardaki derin sistemlere özgü bir kavramdır. Derin yeraltı suyu sistemlerinin jeokimyası hakkındaki daha genel açıklamalar için okuyucunun White (1957), Graf vd. (1965), Clayton vd. (1966), van Everdingen (1968b), Billings vd. (1969) ve Hitchon vd. (1971)'e başvurmaları önerilir. Yüksek sıcaklıktaki yeraltı sularının jeokimyasal incelemesi hakkında genel bir değerlendirme Barns ve Hem (1973) tarafından verilmiştir.

Su ve çözünenler hidrolik yük eğimi altında yarı geçirgen membranlar boyunca harekete zorlandığında iyonik haldeki çözünenlerin membrandan geçişi suya oranla kısıtlıdır (bkz. Altbölüm 3.4). Bu nedenle de, membranın girdi tarafındaki çözünen konsantrasyonları çıktı tarafındaki konsantrasyonlara kıyasla artar. Bu iyonu dışarıda bırakma etkisine *tuz filitrelemesi*, *ultra filitreleme* veya *hiper filitreleme* denilmektedir. Tuz filitrelemesi ayrıca, moleküler difüzyondan dolayı iyonların hareketinin farklı olduğu fakat hidrolik eğimin önemli olmadığı durumlarda da gelişebilir. Şeyl türü kayaların neden olduğu tuz filitrelemesi etkisi sedimenter havzalarda önemli bir süreç olarak ilk kez Berry (1959) tarafından ortaya atılmıştır. Bu kavram ayrıca katmanlı kayalardaki çok tuzlu su konsantrasyonlarını açıklamada Bredehoeft vd. (1963) tarafından da kullanılmıştır. Süreç ayrıca Hanshaw (1962), McKelvey ve Milne (1962), Hanshaw ve Coplen (1973), Kharaka ve Berry (1973) ve Kharaka ve Smalley (1976) tarafından laboratuvar deneylerinde incelenmiştir. Killi malzemelerin membran özelliklerinin kil partiküllerinin kenarlarında ve yüzeylerindeki dengelenmemiş yüzey yüklerinden ileri geldiği düşünülmektedir. Altbölüm 3.7'de ifade edildiği gibi, kil partikülleri üzerindeki net yük negatiftir. Bunun bir sonucu olarak çok sayıda hidratlı katyon kil minerallerinin yüzeylerinde adsorplanır. Kil partiküllerinin kenarlarında çok daha az sayıdaki pozitif yüklü alanlara ve adsorplanan katman veya katmanların neden olduğu lokal yük dengesizliğine bağlı olarak, kil partikülleri etrafında su moleküllerinin ve iyonların teşkil ettiği mikrozonda anyonların bulunma eğilimi de vardır. Sıkıştırılmış killerin ve şeylin tuz filitreleme yeteneği, kil partiküllerinin çok sıkı bir şekilde paketlenerek iyonların adsorplanan katmanlarının ve buna eşlik eden su moleküllerinin geri kalan gözenek boşluğunu önemli ölçüde doldurduğu zaman ortaya çıkmaktadır. Kil partikülleri etrafında adsorplanan katmanlardaki egemen yüklü türler katyonlar olduğundan, sıkıştırılmış gözeneklerde nispeten hareketsiz kalan sıvı net bir pozitif yükün oluşmasını sağlar. Bu nedenle sulu elektrolit çözeltisi, haricî gradyan veya moleküler difüzyonun bir sonucu olarak gözeneklerde hareket ettiği zaman çözeltideki katyonlar itilir. Membran boyunca elektrolit nötürlüğünü sağlamak için

membrandan anyonların geçişi de kısıtlanır. Katyonların ve anyonların küçük ölçekteki göç farklılıklarının neden olduğu ve *akış potansiyeli* olarak adlandırılan küçük yük farkları, membran içinde elektrik akımları oluşturmaktadır. Akış potansiyeli ayrıca membran tarafından itilen sıvı içindeki katyonların yavaşlamasına katkıda bulunur.

İyonik türlerinin akışını yavaşlatmada kil membranın etkisini ifade etmenin kullanışlı bir yolu Kharaka ve Smalley (1976) tarafından tanımlanan *filitrasyon oranıdır*. Bu oran, girdi çözeltideki türlerin konsantrasyonun çıkan çözeltideki konsantrasyona bölümü ile elde edilmektedir.

Berry (1969) ve van Everdingen (1968c) jeolojik ortamlarda membran filitreleme etkilerini değiştirebilen göreceli faktörleri tanımlamıştır. İyonik çap ve yükteki farklılıklardan dolayı, yeraltı suyunda bulunan majör katyonların filtreleme oranlarında büyük farklılıklar söz konusudur. İki değerlikli katyonlar bir değerlikli katyonlardan daha etkin bir şekilde filitrelenmektedir. Düşük yeraltı suyu akış hızlarında membran etkisi daha büyüktür. Tek değerli katyonlar ile çift değerli katyonlar arasındaki belirgin filitreleme farkı her zaman olmaz ve bazı deney şartları altında filitrelemedeki eğilim tersine döner (Kharaka ve Smalley, 1976). Filitrasyon oranları üzerinde sıvı sıcaklığının da önemli etkisi vardır. Sıkıştırılmış bentonitin kullanıldığı laboratuvar deneylerinde Kharaka ve Smalley alkali ve toprak alkali toprak metallerinin filitrasyon oranlarının 80 ^{0}C'da 2 ile 25 kat arasında azaldığını gözlemiştir. Araştırmacılar bu değişimi, sıcaklığın katyon hidratlaşmasının karakteri ve derecesi üzerindeki etkisi ile açıklamışlardır. Coplen (1970) hidrojen ve oksijenin ikisinin de montmorillonitik membranlarda birbirinden ayrıldığını deneysel olarak göstermiştir. Kütle farklılıklarından dolayı ^{2}H ve ^{18}O membranın yüksek basınç tarafında birikir. Farklı tür killeri kullanan laboratuvar deneylerinden çıkarılan önemli bir diğer sonuç da, katyon değişme kapasitesi yüksek olan killerin iyon filitreleme etkilerinin de büyük olmasıdır. Bu nedenle, montmorillonitik killer kaolinitik killerden çok daha etkindir.

Tuz filitrelemesi sedimenter havzalardaki yeraltı suyunun jeokimyasal evrimi üzerinde gerçekten önemli bir etkiye sahip ise, yeraltı suyunun kil veya şeyl katmanlarında aktığı ya da yayıldığı derin sedimenter havzalardaki katyon ve anyonların alansal dağılımını inceleyen çalışmalarda, bu etkinin açık bir şekilde görülmesi gerekir. Sedimenter havzalardaki derin zonlarda tuz filitrelemesinin etkisini açık bir şekilde gösteren kimyasal ve basınç verilerinin kombinasyonunu elde etmek çok zordur. Bunun nedeni, hidrodinamik ve stratigrafik şartların bu tür çalışmalarda kullanılan ve yeraltı suyunun takip edildiği kuyu ve sondajların dağılım ve sayılarına kıyasla genellikle oldukça karmaşık olmasıdır. Bununla beraber, tuz filitrelemesi hipotezi Kuzey Amerika ve Avrupa'daki derin sedimenter havzalarının değişik kuşaklarındaki anormal su bileşimlerini açıklamada birçok araştırmacı tarafından mantıklı bir yol olarak değerlendirilmiştir. Su-kaya etkileşimi veya farklı hidrodinamik yorumlamalar gibi alternatif açıklamalar bu durumları izah etmede kullanılabilirse de, tuz filitrelemesinin çoğu durumlarda önemli bir faktör olduğu konusunda şüphelere yer kalmamıştır. Bazı araştırmalarda ^{18}O ve ^{2}H izotoplarının dağılımı kimyasal ve hidrodinamik verilerin yorumlanmasında yardımcı bir araç olarak kullanılmıştır (Graf vd., 1965; Hitchon ve Friedman, 1969; Kharaka vd., 1973).

Şeyl ve killerin membran özellikleri üzerinde yapılan laboratuvar deneylerinin tümü, önemli tuz filitreleme etkilerinin gerçekleşebilmesi için, yüksek derecede etkin gerilmelerin uygulanması gerektiğini göstermektedir. Laboratuvar delillerine dayalı olarak, yer yüzeyinden 500–1000 metreden daha az derinlikteki sedimenter çökellerde tuz filitrelemesinin gelişmesi ihtimal dışında görünmektedir. Tuz filitrelemesi sığ derinliklerde meydana gelmiş olsaydı, toplam çözünmüş maddenin yeraltı suyu akış yolu boyunca artması şeklinde çok iyi bilinen bir genelleme de pekçok alanda geçersiz olurdu.

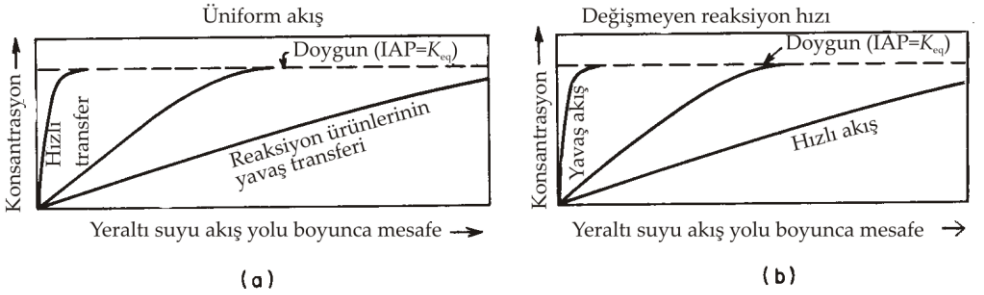
Bu konuda çözülmemiş problemlerden biri de, jeolojik geçmişteki bir zaman dilimi içinde yüksek etkin çevre basıncına maruz kalan kil tili gibi killi çökellerin, etkin gerilmenin ortadan kalkmasından çok zaman sonra önemli membran özelliklerini koruyabilme konusudur. Bu soru, buzullar tarafından yüklenmiş sedimenter birimlerden oluşan bölgelerle özellikle ilgilidir. Kanada'yı ve A.B.D.'nin kuzeyini boydan boya kat eden karasal buzulların kalınlığı birkaç kilometreyi bulmuştur. Buzul yükleme döneminde derindeki sıvı basınçlarının dağılma fırsatı bulduğu zamanlarda, buzullar altındaki killi çökellerde büyük düşey etkin gerilmeler meydana gelmiştir. Buzullar kalktıktan sonra bu çökellerin önemli membran yeteneklerini koruyup korumadıkları ve kabuksal sekme (rebound) henüz çözülmemiş konulardır. Schwartz (1974) ve Wood (1976) güney Ontario ve Michigan'da kil tilinden oluşan sahalarda açılmış sığ kuyulardan derlenen bazı anormal kimyasal eğilimleri açıklamada, tuz filitrelemesi hipotezini killi buzul çökellerine uygulamışlardır. Bunların arazi kanıtları kesin değildir. Bu hipotez diğer alanlarda veya laboratuvarda çökeller üzerinde denenerek bunların tuz filitreleme yetenekleri olup olmadığını ortaya koymak için daha bir süre denenmesi gerekmektedir.

7.8 Süreç Hızları ve Moleküler Difüzyon

Yeraltı suyunun kimyasal evrimi üzerine buraya kadar yapılan tartışmalarda denge şartları içinde cereyan eden mineral çözünmesi ve değişme reaksiyonlarına vurgu yapılmıştır. Denge şartları laboratuvar deneylerinde sıkça gözlenir ve termodinamik kavramları kullanan tanımlamalara kolaylıkla uyar. Ancak, tabiattaki hidrokimyasal süreçler jeolojik zaman ölçeğinde bile çoğu zaman son derece yavaş gelişir. Birçok reaksiyonun oluşumu çok yavaş olduğundan, yeraltı suyu gözenekli ortamda bulunan mineraller bakımından çoğu zaman doygunluk sınırı altındadır. Reaksiyon hızları aşağıdaki nedenlerden dolayı yavaş olabilir: iyonların kristal kafesinden kolaylıkla bırakılmaması; akan suyun yığınsal kütlesi ile kristal yüzeyleri arasındaki su girişi ve reaksiyon ürünlerinin yavaş olması; bir dizi reaksiyonun bir arada olması ve bunlardan birinin sistemin hızını belirleyecek şekilde yavaş olması. Çakıl, kum, silt ve kil gibi çatlaksız ve gözenekli jeolojik malzemelerin gözenek çapları çok geniş bir alanda değişim gösterir. Akan suyun yığınsal kütlesi en geniş gözeneklerde hareket eder. Kuyularda veya piyezometrelerde örnekleme ile alınan bu sudur. Ancak, reaksiyonların geliştiği yüzey alanları başlıca küçük gözenekleri kuşatan

alandır. Akışın olduğu büyük gözenekleri kuşatan yüzey alanı küçük gözeneklerin yüzey alanının genellikle sadece bir küçük fraksiyonudur. Yeraltı suyuna yığınsal akışı sırasında kimyasal bileşimini kazandıran süreçler bu nedenle, küçük gözeneklerdeki reaksiyon yüzeylerinden gelen reaksiyon ürünlerinin ve suyun daha büyük gözeneklerdeki suya transferinden şiddetle etkilenmektedir. Bu transfer hızı çok düşük olabilir. Bu hız çoğu durumlarda sıvıdaki reaksiyon ürünlerinin küçük gözeneklerden büyük gözeneklere moleküler difüzyonu tarafından kontrol edilmektedir. Büyük gözeneklere geçişten sonra ise, aktif ve hidrolik olarak kontrol edilen akış rejimine taşınma söz konusudur. Bu gerekçelerden yola çıkarak iki durumda dengeye erişmek için gerekli zaman konusunda bir karşılaştırma yapılabilir. Birinci durum, katıların ve sıvıların karıştırıldığı bir kap içinde reaksiyona giren belirli bir mineral maddesinin test edildiği bir deneyde dengeye erişmek için gerekli zamandır. İkinci durum, mineral maddesinin kolon şeklinde paketlenerek gözenekli ortam oluşturduğu ve içinden su geçişinin olduğu durumdaki dengeye erişme zamanıdır. Birinci durumdaki dengeye erişme zamanı ikincidekine göre normalde daha az olacaktır.

Reaksiyon yüzeylerinden türeyen reaksiyon ürünlerinin yığınsal kütle şeklinde akan suya transfer hızının etkisi Şekil 7.17'de şematik olarak gösterilmiştir. Doygunluğa erişmek için gerekli mesafeye *doygunluk mesafesi* denir. Reaksiyon yüzeyleri ile yığınsal kütle şeklinde akan su arasındaki reaksiyon ürünlerinin transfer hızı azalırken, tekdüze bir akışın olduğu arazi şartlarında doygunluk mesafesi artar [Şekil 7.17(a)]. Bir akış sistemindeki farklı minerallerin doygunluk mesafeleri de farklı olacaktır. Şekil 7.17(b)'de tek bir mineral türü için, akış hızının doygunluk mesafesi üzerine etkisi görülmektedir. Efektif reaksiyon hızı ile akış hızı arasındaki ilişki çoğu zaman, yeraltı suyu akış sisteminin tamamını kat eden suda yerli kayadaki birçok mineral türünden hiçbirine göre doygunluğa erişim olmaması şeklinde meydana gelmektedir. Bu durum, efektif reaksiyon hızları hem difüzyon yoluyla küçük gözeneklerden büyük gözeneklere geçen reaksiyon ürünlerinin transfer hızıyla kısıtlanan hem de kristal yapısından iyon salıverme hızının yavaş olmasıyla sınırlı olan alüminosilikat minerallerinde özellikle geçerli bir durumdur. Reaksiyon hızlarının ve difüzyonun yeraltı suyunun evrimi üzerine etkisi konusunda daha fazla bilgi için Paces



Şekil 7.17 Doygunluğun sağlanması için (a) efektif reaksiyon hızı ve (b) akış hızının akış yolu boyunca mesafe üzerine etkisini gösteren şematik diyagram.

(1976)'e bakılması önerilir. Domenico (1977) taşınma süreci teorisini ve sedimentlerdeki hız problemini gözden geçirmiştir. Bu konudaki laboratuvar deneyleri Howard ve Howard (1967) ve Kemper vd. (1975) tarafından yapılmıştır.

Akış sistemlerinin çoğunda yeraltı suyunun baskın hareketi çatlaklar veya tabakalanma düzlemleri boyuncadır. Kireçtaşı, silttaşı, şeyl ve bazalt gibi çatlaklı kayalar ile bazı killer ve kil tilleri gibi çatlaklı ve taşlaşmamış oluşukların çatlaksız olan matriksleri yüksek oranda gözenekliliğe sahiptir. Matriksin gözenekliliği yüksek olsa da geçirgenlik genellikle düşüktür ve matriks içindeki akış çatlak ağı içindeki akışa göre daha küçüktür. Bu birimlerden kuyular veya piyezometreler vasıtasıyla örnekleme yapıldığı zaman, alınan numuneler gözenekli ortamdaki suyun yığınsal kütlesinden ziyade çatlak sisteminden akan suyu temsil edecektir. Ancak, bu suyun kimyası, gözenekli matriksden çatlaklara difüzyon yoluyla geçen reaksiyon ürünlerinin etkilerini büyük ölçüde yansıtır. Çatlak geçirgenliği yüksek katmanlarda bile çatlak genişlikleri genellikle küçüktür. Gözenekli matriksten difüzyon yoluyla çözünenlerin çatlaklara aktığı durum ile kıyaslandığında, çatlak ağındaki suyun hacmi genellikle küçüktür. Bu nedenle, matriksden difüzyon yoluyla karışım, çatlak ağında akan yeraltı suyunun kimyasal evrimi üzerinde belirleyici bir faktör olabilmektedir. Çatlak akış sistemlerindeki yeraltı suyunun kimyasal evrimi matriks maddesinin mineralojisine, matriksdeki iyonların efektif difüzyon katsayılarına, çatlak açıklığına ve çatlaklardaki akış hızındaki değişimlere bağlı olabilir. Bölgesel akış sistemlerindeki akış yolları boyunca majör iyonların giderek artması problemi çoğu zaman matriks difüzyonu etkisiyle açıklanmaktadır.

Önerilen Kaynaklar

BACK, W., and B. B. HANSHAW. 1965. Chemical geohydrology. *Adv. Hydrosci*., 1, pp. 49-109.

GARRELS, R. M., and C. L. CHRIST. 1965. *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Harper & Row, New York, pp. 74-91.

HEM, J. D. 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1973*, pp. 103-230.

PACES, T. 1976. Kinetics of natural water systems. *Proc. Symp. Interpretation of Environmental Isotopes and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*, Intern. Atomic Energy Agency Spec. Publ., Vienna, pp. 85-108.

STUMM, W., and J. J. MORGAN. 1970. *Aquatic Chemistry*. Wiley-Interscience, New York, pp. 383-417.

Problemler

Aşağıda verilen problemlerin çoğu kütle etkisi yasası ve yük-denge ile kütle-denge eşitliklerini kullanan hesaplamaları gerektirmektedir. İlgili hesaplama yöntemleri 3. ve 7. Bölümde sunulan bilgilerden elde edilebilir. Öğrencilere iyon çiftlerinin ve komplekslerin oluşumunu hesaplama dışında bırakmalarını tavsiye

ederiz. Bu yaklaşım problem çözümlerinde bazı hataların ortaya çıkmasına neden olacaktır fakat, bu hatalar daha uzun birtakım hesaplamalarla giderilebilmektedir. Oluşan hata miktarları genellikle küçük olup, problemin öğretici karakterini önemli ölçüde değiştirmemektedir. Denge sabitleri 3. Bölümden elde edilebilir, veya 3. Bölümde verilmediği durumlarda Garrels ve Christ (1965), Krauskopf (1967) ve Berner (1971) gibi çok iyi bilinen kitaplardaki serbest enerji verilerinden hesaplanabilir. Problemlerde işaret edilen yeraltı suyunun yüzeyden çok sığ derinlikte bulunduğu ve 1 bar'lık standart basınçtan farklı sıvı basınçlarının ihmal edildiği varsayılabilir.

1. Bir yağmur suyu örneğinin kimyasal analiz sonuçları şu şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden): K^{+}=0,3, Na^{+}=0,5, Ca^{+2}=0,6, Mg^{+2}=0,4, HCO_3^{-}=2,5, Cl^{-}=0,2, SO_4^{-2}=15 ve NO_3^{-}=1,2; pH=3,5; sıcaklık=25 ^{0}C. Bu suyun pH'si, yağmur suyu kimyasının hakim pH kontrol mekanizması olarak atmosferik karbon dioksit ile dengede olan suyu temsil ettiği varsayımına dayalı hidrokimyasal bir model ile açıklanabilir mi? Açıklanamaz ise, pH kontrolü için başka bir açıklama getiriniz.

2. Zemin kuşağına süzülen yağmur suyu için kimyasal veriler: pH=5,7, K^{+}=0,3, Na^{+}=0,5, Ca^{+2}=0,6, Mg^{+2}=0,4, HCO_3^{-}=2,5, Cl^{-}=0,2 ve SO_4^{-2}=0,8 şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden).
   (a) Zemin kuşağında su 10^{-2} bar CO_2 kısmî basıncı altında zemin havası ile dengeye gelmektedir. Suyun H_2CO_3 ve HCO_3^{-} konsantrasyonları ile pH değerini hesaplayınız. Suyun zemindeki katı fazlar ile reaksiyona girmediğini varsayınız.
   (b) Zemin kuşağında başlangıçtaki çözünmüş oksijen içeriği yer atmosferi ile dengede (yani 9 mg/*l*) olan suyun çözünmüş oksijeninin yarısı organik maddenin oksidasyonu ile diğer yarısı da demir sülfürün (FeS_2) oksidasyonu ile tüketilmiştir. Bu süreçler gelişirken zeminin suya doygun olduğunu, suyun diğer katı fazlarıyla reaksiyona girmediğini ve organik maddenin oksidasyonu ile CO_2 ve H_2O ürünleri oluştuğunu varsayınız. Gözenek suyunun P_{CO_2}, H_2CO_3 ve SO_4^{-2} içeriği ile pH'sini hesaplayınız. Hakim pH kontrolünü hangi süreç uygular? Organik madde oksidasyonu mu yoksa sülfür minerali oksidasyonu mu?

3. Çözünmüş oksijen konsantrasyonu 4 mg/*l* olan su ağırlıkça %0,5 pirit (FeS_2) içeren ve su tablası altında bulunan bir jeolojik birim içerisine hareket etmiştir. Çözünmüş oksijen bu zonda piritin oksidasyonu ile tüketilmektedir. Suyun, oksidasyon geliştikten sonraki pH'sini bulunuz. Suyun başlangıçtaki pH'si 7,9'dur. Suyun diğer katı fazlarla reaksiyona girmediğini ve yeraltı suyu kuşağının sıcaklığının 10 ^{0}C olduğunu varsayınız.

4. Aşağıdaki sonuçlar bir yeraltı suyu örneğinin kimyasal analizinden alınmıştır (değerler mg/*l* cinsinden): K^{+}=21, Na^{+}=12, Ca^{+2}=81, Mg^{+2}=49, HCO_3^{-}= 145, Cl^{-} = 17, SO_4^{-2}=190 ve Si=12; pH=7,3; sıcaklık=15 ^{0}C.

(a) Bu deneyde önemli bir analitik hata olduğunu gösteren herhangi bir kanıt var mıdır? Açıklayınız.

(b) Bu sonuçları kolon diyagramı, dairesel diyagram, Stiff diyagramı, Piper üçgen diyagramı, Schoeller yarı logaritmik diyagramı ve Durov diyagramı üzerinde gösteriniz.

(c) Anyon ve katyon içeriğine göre bu suyu sınıflayınız.

(d) Hangi diyagramlar üzerinde iyonik yüzdesi benzer fakat konsantrasyonları farklı olan suyun kimyasal analizi ayırt edilemez?

5. Derin bir sedimenter havzadaki suyun elektriksel iletkenliği 300 milisiemens'dir (veya milimho'dur).

(a) Bu sudaki toplam çözünmüş katı madde konsantrasyonu için kaba bir tahminde bulununuz (mg/*l* olarak).

(b) Suda hakim anyon hangisidir? Açıklayınız.

6. Kireçtaşı akiferindeki bir kuyudan alınmış su örneğinin bileşimi şu şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden): K^{+}=1,2, Na^{+}=5,4, Ca^{+2}=121, Mg^{+2}=5,2, HCO_3^{-}=371, Cl^{-}=8,4 ve SO_4^{-2}=19; pH=8,1; sıcaklık=10 ^{0}C.

(a) Bu verilerin kuyu civarında akifer suyunun gerçek kimyasını temsil ettiğini varsayarak, kireçtaşı bakımından suyun doygunluk derecesini belirleyiniz (doygunluk sınırı altında, doygun veya aşırı doygun).

(b) Kimyasal analiz listesinde verilen pH değeri, örnekleme yapıldıktan birkaç hafta sonra laboratuvarda ölçülmüştür. (a) şıkkında yapılan varsayımların ne kadar mantıklı olduğu hakkında yorum yapınız.

(c) (a) şıkkında verilen konsantrasyonların ve sıcaklığın *yerinde* akifer şartlarını temsil ettiğini varsayarak, suyun akiferde kalsit ile dengede olması halinde pH ve P_{CO_2}'yi hesaplayınız.

7. Yeraltı suyu akış sisteminin beslenme alanındaki zemin suyu $10^{-2,5}$ bar kısmî basıncındaki CO_2 ile yüklenmiştir. Su kuvars kumundan süzülerek su tablasına erişmekte ve orada da kalsit içeren bir akifere geçmektedir. Su, sıcaklığın 15 ^{0}C olduğu bir zonda kalsiti denge oluşum şartlarına çözmektedir. Suyun Ca^{+2} ve HCO_3^{-} içeriğini ve dengeye ulaşma durumundaki pH ile P_{CO_2}'yi hesaplayınız.

8. HCO_3^{-}-türü suların bölgesel yeraltı suyu akış yolları boyunca toplam çözünmüş katı madde içinde çok az artması veya hiç artmaması hangi çeşit hidrojeolojik şartlarda olur? Açıklayınız.

9. İleri derecede geçirgen bir karbonat kayası akiferinde 5 ^{0}C'daki doğal yeraltı suyunun bileşimi şu şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden): K^{+}=5, Na^{+}=52, Ca^{+2}=60, Mg^{+2}=55, HCO_3^{-}=472, Cl^{-}=16 ve SO_4^{-2}=85; pH=7,47. Su kalsit ve dolomit bakımından doygun veya aşırı doygundur. Akifere, bileşimi aşağıda verilen yüzey suyu enjekte edilmesine karar verilmiştir (değerler mg/*l* cinsinden): K^{+}=2,1, Na^{+}=5,8, Ca^{+2}=5,2,

Mg^{+2}=4,3, HCO_3^-=48, Cl^-=5 ve SO_4^{-2}=3; pH=6,5. Su enjekte etme işlemi bir dizi kuyu vasıtasıyla yapılacak ve enjeksiyon suyu da yakında bulunan ve havalandırılmış su içeren bir rezervuardan alınacaktır. Akifere enjeksiyonlanan suyun 20 ^oC sıcaklıkta kalsit ile dengeye gelmesinden sonraki bileşimini belirleyiniz. Enjeksiyon suyu ile akiferdeki doğal suyun karışımından ileri gelebilecek etkileri ihmal ediniz. İki suyun bileşimleri arasında neden majör farklılıklar bulunduğunu açıklayınız.

10. Zemin kuşağında $10^{-1,5}$ bar kısmî basıncındaki CO_2 ile yüklenen su az çatlaklı granitik kaya içindeki bölgesel yeraltı suyu sistemine süzülmüştür. Su albiti bu mineral bakımından doygun olana kadar tam olmayan çözünme ile yavaşça çözmektedir. Diğer su-mineral reaksiyonlarının tümünün önemsiz olduğunu varsayınız. Albit doygunluğuna erişildikten sonraki su bileşimini belirleyiniz [Na^+, $Si(OH)_4$, HCO_3^-, pH ve P_{CO_2}].

11. Çatlaklı granitteki yeraltı suyunun bileşimi şu şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden): K^+=1,5, Na^+=5,8, Ca^{+2}=10, Mg^{+2}=6,1, HCO_3^-=62, Cl^-=2,1, SO_4^{-2}=8,3 ve Si=12; pH=6,8. Su bu bileşimini granitteki plajioklas türü feldispatın tam olmayan çözünmesi sonucunda kazanmıştır. Çözünme sürecinden dolayı çatlak yüzeylerinde kil oluşumu söz konusudur.
    (a) Hangi tür kil mineral(ler)inin oluşabileceğini belirtiniz. Katı-faz reaksiyon ürününün amorf şekil yerine kristalli olduğunu kabul ediniz.
    (b) Tam olmayan çözünme süreci çatlakların geçirimliliğinde artışa mı yoksa azalmaya mı neden olur? Açıklayınız.

12. Bir litresinde 1 mmol H_2CO_3 olan suyun (a) kalsit, (b) dolomit, (c) albit, (d) biotit, ve (e) anortit ile reaksiyona girmesi halinde sonuçta oluşacak su bileşimini bulunuz. Cevaplarınızı mmol/*l* ve mg/*l* cinsinden veriniz. Çözünme devam ederken her durum için pH'nin evrim yönünü belirtiniz.

13. Bir sedimenter arazideki bölgesel yeraltı suyu akış sistemi üzerinde yapılan çalışmalar bölgesel akış yönünde sistemin bir yerinde HCO_3^-'de büyük artış ve SO_4^{-2}'de büyük bir azalım olduğunu göstermektedir.
    (a) Anyon konsantrasyonlarındaki bu değişime neden olan jeokimyasal süreçler nelerdir?
    (b) Suyun açıklamanızı destekleyecek diğer kimyasal karakteristiklerini belirtiniz.

14. Hepsi de karasal çökeller olan ve şeyl, silttaşı, linyit ve kumtaşı sıralamasından oluşan bir istifte kumtaşı içinde bulunan yeraltı suyunun bileşimi şu şekildedir (değerler mg/*l* cinsinden): K^+=1,2, Na^+=450, Ca^{+2}=5,8, Mg^{+2}=7,9, HCO_3^-=1190, SO_4^{-2}=20 ve Cl^-=12; pH=7,5; sıcaklık 15 ^0C. Bu tür bir su kimyası hangi hidrojeokimyasal süreçlerin kombinasyonu ile açıklanabilir? Cevabınızın çerçevesini oluşturan kimyasal reaksiyonları yazınız.

15. Yeraltı suyu (3-105) ve (3-107) eşitlikleri ile tanımlanan Mg-Ca reaksiyonuna göre seçicilik katsayısı 0,7 ile karakterize edilen bir kil katmanın içine girmiştir. Katyon

değişme kapasitesi 10 meq/100g'dır. Adsorbe edilen Ca^{+2} ve Mg^{+2}'un ikisinin de mol kesirleri 0,5'dir. Kil katmanına giren suyun Ca^{+2} konsantrasyonu 120 mg/*l* ve Mg^{+2} konsantrasyonu da 57 mg/l'dir. Diğer katyonların konsantrasyonlarının ihmal edilebilir olduğunu varsayınız. Su bileşimi Ca-Mg reaksiyonu ile değiştirildikten sonra Ca^{+2} ve Mg^{+2}'un denge konsantrasyonlarını bulunuz.

16. Sıcaklığı 25 ^{0}C olan yeraltı suyu bir kireçtaşı akiferine girmiş ve kalsite göre de doygunluğa erişmiştir. Daha sonra da önemli miktarda jips içeren bir katmana geçmiştir. Suyun jipse göre dengeye geldikten sonraki bileşimini bulunuz. Jips çözünme hızına göre kalsit çökelme hızının çok yavaş olduğunu kabul ediniz. Jipsli katmana girmeden önce suyun bileşimi şöyledir (değerler mg/*l* cinsinden): K^+=3,3, Na^+=8,1, Ca^{+2}=101, Mg^{+2}=9,2, HCO_3^-=310, SO_4^{-2}=36 ve Cl^-=12.

17. Düzeltilmemiş ^{14}C yaşı, düzeltilmiş ^{14}C yaşı ve Altbölümler 3,8 ve 7,6'da *Q* olarak tanımlanan parametre arasındaki ilişkiyi gösteren bir diyagram çiziniz. *Q*'nun belirli bir değeri için düzeltilmiş ve düzeltilmemiş yaşlar arasındaki en büyük farklar düşük yaşlarda mı yoksa büyük yaşlarda mı gözlenir? Birkaç bin yıldan daha yaşlı yeraltı suyunun yaşını bulmada ^{14}C yönteminin neden genellikle yararlı olmadığını açıklayınız.

18. Su zemin kuşağından geçerken açık sistem çözünmesinin bir sonucu olarak HCO_3^-=96 mg/*l* ve pH=6,1 özelliklerini kazanmıştır. Daha sonra da su tablası altındaki bir dolomit akiferine girmiştir. Akiferdeki HCO_3^- bileşeni süratle 210 mg/*l*'ye çıkmıştır.
    (a) Akiferden alınan suyun ^{14}C düzeltmesindeki *Q* değeri ne olmalıdır?
    (b) Suyun düzeltilmemiş yaşı 43.300 yıldır. (a) şıkkında bulunan *Q* değerine göre düzeltilmiş yaş kaçtır?

19. Yatay bir kumtaşı akiferi kalın iki şeyl katmanı arasında bulunmaktadır. Kumtaşının bileşimi kuvars ve az miktarda feldispattan oluşmaktadır. Kumtaşındaki su akifer mineralleri ile reaksiyona girerek büyük miktarlarda çözünmüş madde konsantrasyonları kazanacak yetenekte değildir. Ancak, şeyldeki gözenek suyunun çözünmüş madde konsantrasyonu yüksektir. Akifer kalınlığı, akiferdeki yeraltı suyu hızı, akitardlardaki konsantrasyon gradyanları ve difüzyon katsayılarının değişik kombinasyonlarını göz önüne alarak, akiferdeki su kimyasının hangi şartlarda çözünmüş katıların şeylden akifere moleküler difüzyon vasıtasıyla düşey olarak girmesiyle kontrol edildiğini tanımlayınız. Akifere giren çözünmüş katıların dispersiyondan dolayı akiferin tüm kalınlığı boyunca üniform bir şekilde dağıldığını varsayınız. Sizce böyle şartlar doğada bulunabilir mi?

20. Hiç kalsit veya dolomit içermeyen bir katmandaki A yeraltı suyunun $P_{CO_2}=10^{-2}$'deki bileşimi sideritin ($FeCO_3$) açık sistem çözünmesinden ileri gelmektedir. Aynı P_{CO_2}'deki B yeraltı suyunun bileşimi ise hiç siderit veya dolomit içermeyen bir katmandaki kalsitin açık sistem çözünmesinden ileri gelmektedir. Katı faz

bakımından dengede olan bu iki su, açılan bir kuyuda yapılan pompajda eşit oranlarda karışmaktadır. Sistemin sıcaklığı 25 ^{0}C'dır.

(a) Bu suların her birinin katyon ve anyon konsantrasyonları ile pH'sini hesaplayınız.

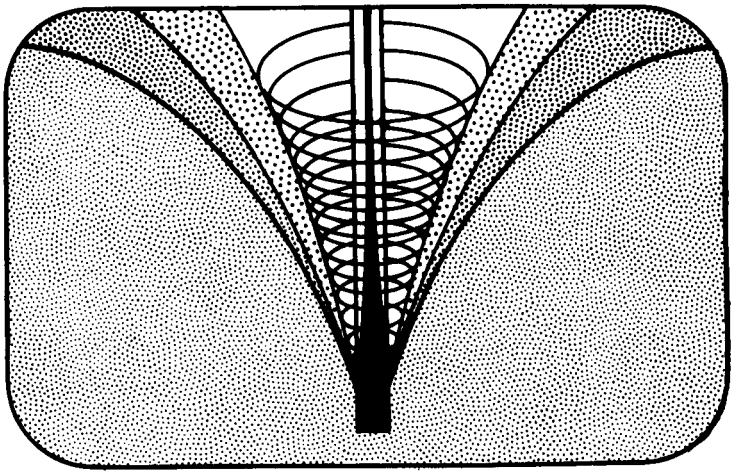
(b) Kuyudaki karışmış suyun bileşimini bulunuz.

(c) Karışım suyu çökelme ile kalsit veya siderit oluşturabilir mi?

(d) Kuyudan pompajla alındıktan sonra 25 ^{0}C'daki açık bir havuza alınan suda kalsit ve sideritten hangisi çökelir? İkisi de çökelir mi?

BÖLÜM 8

Yeraltı Suyu Kaynak Değerlendirmesi



Kitabın bundan önceki yedi bölümünde yeraltı suyunun akışını kontrol eden fiziksel ve kimyasal ilkeleri inceledik ve jeolojik ortam, hidrolojik döngü ve doğal yeraltı suyu akışı arasındaki etkileşimi araştırdık. Bu ve bundan sonraki iki bölümde yönümüzü yeraltı suyu ile insan arasındaki etkileşime çevireceğiz. Yeraltı suyundan bir kaynak olarak yararlanılması konusu üzerinde duracağız; bir etmen olarak yeraltı kirlenmesindeki rolünü inceleyeceğiz ve değişik jeoteknik problemlerdeki etkisini değerlendireceğiz.

8.1 Yeraltı Suyu Kaynaklarının Geliştirilmesi

Arama, Değerlendirme ve İşletme

Yeraltı suyu kaynaklarının geliştirilmesi üç ana evreden oluşan bir dizi süreç olarak düşünülebilir. *Arama* evresi olan birinci aşamada uygun akiferler yeraltı jeolojik ve jeofizik teknikleri ile araştırılır. *Değerlendirme* evresi olan ikinci aşamada hidrojeolojik parametrelerin ölçülmesi, kuyuların tasarım ve analizi ile akifer verimliliğinin hesaplaması yapılır. *İşletme* veya *yönetim* evresi olan üçüncü aşamada en verimli kuyu geliştirme stratejilerinin belirlenmesi ve yeraltı suyu işletmesi ile bölgesel hidrolojik sistem arasındaki etkileşimlerin değerlendirilmesi söz konusudur.

Bu üç evreyi tarihsel bir perspektif içine oturtmak yerinde olacaktır. Kuzey Amerika ve Avrupa'da majör akiferlerin neredeyse tamamının yerleri belirlenmiş ve bir kısmı da işletilmektedir. Bölgesel akiferlerin gerçek anlamda aranması dönemi sona ermiştir. Bilinen akiferlerin daha ayrıntılı olarak değerlendirilmesi ve bilinen kaynakların dikkatlice işletilmesi içinde bulunduğumuz dönemde daha fazla önem taşımaktadır. Bu bölümde, zamanımızın ihtiyaçları bu anlayış içerisinde ele alınmıştır. Akifer arama işlemini bir altbölümde inceleyeceğiz ve ağırlığı değerlendirme ile

işletme evrelerine vereceğiz.

Görünür bir potansiyeli olan bir akiferi bulduğumuzu kabul edelim. Yeraltı suyu kaynak değerlendirmesi ve işletme çalışmalarının amacı en iyi şekilde aşağıdaki sorularla ortaya konabilir:

1. Kuyular nerede açılmalıdır? Kaç kuyuya ihtiyaç vardır? Bunlarda uygun pompaj debisi ne olmalıdır?
2. Önerilen pompaj planının bölgesel yeraltı su seviyeleri üzerine nasıl bir etkisi olacaktır?
3. Akiferin uzun dönemdeki verimliliği ne kadardır?
4. Öngörülen geliştirme işlemi hidrolojik döngünün diğer bileşenlerine zararlı bir etki oluşturacak mıdır?
5. Öngörülen geliştirmenin, oturma veya deniz suyu girişimi gibi verimliliği sınırlayabilecek, istenmeyen bazı yan etkilerinin bulunma ihtimali var mıdır?

Bu bölüm, bu sorulara cevap vermek için gerekli yöntemleri sağlamak amacıyla tasarlanmıştır. Hidrojeolojik parametrelerin ölçülmesi ve hesaplanması 8.4'ten 8.7'ye kadarki altbölümlerde ele alınmıştır. Öngörülen pompaj debisi altında bir akiferde meydana gelecek düşümün tahmin edilmesi basit durumlar için Altbölüm 8.3'de sunulan analitik yöntemlerle gerçekleştirilebilir. Daha karmaşık hidrojeolojik ortamlar Altbölüm 8.8'dekine benzer sayısal benzetişim tekniklerinin veya Altbölüm 8.9'daki elektrik analog tekniklerinin uygulanmasını gerektirebilir. Oturma Altbölüm 8.12'de, deniz suyu girişimi de Altbölüm 8.13'de ele alınmıştır.

Kuyu Verimi, Akifer Verimi ve Havza Verimi

Yeraltı suyu kaynak değerlendirme teknikleri *yeraltı suyu verimi* kavramının iyi anlaşılmasını gerektirir. Bu terim, ele alınması bazen çok zor ve anlamı da belirgin olmayan bir şekle de dönüşebilmektedir. Çoğu yeraltı suyu kaynak araştırmalarının temel hedeflerinden biri, çekimin yapıldığı kuyunun bulunduğu hidrojeolojik ortam ile uyumlu maksimum mümkün pompaj debisinin belirlenmesidir. Yeraltı suyu verimi bu konu ile çok yakından ilgilidir. Yukarıda bahsedilen uyumluluk ile, verimlerin yeraltı suyundan pompajla yararlanma ile, böyle bir pompaj sonucunda ortaya çıkacak olumsuzluklar arasındaki dengeyi sağlayacak şekilde göz önüne alınması gerektiği ima edilmektedir. Pompajdan kaynaklanan en önemli değişim su tablasındaki alçalımdır. Yeraltı suyu verimi bu nedenle, su tablası alçalması kabul edilebilir sınırlar içinde kalacak şekilde çekilebilecek maksimum pompaj debisi olarak tanımlanabilir.

Bu verim kavramı değişik ölçeklere uygulanabilir. Çalışma konumuz tek bir kuyu ise, o zaman kuyu veriminden bahsetmek durumundayız. Çalışma konusu bir akifer ise, o zaman bir akifer verimini tanımlayabiliriz. Yeraltı suyu havzasının söz konusu olduğu durumda havza veriminden bahsetmek gerekir. *Kuyu verimi*, su tablası alçalma konisinden daha aşağı seviyeye düşmeden bir kuyudan çekilebilecek maksimum pompaj debisi olarak tanımlanır. *Akifer verimi*, bir akiferdeki hidrolik yükte anormal bir

azalım meydana gelmeyecek şekilde akiferden çekilebilecek maksimum debi olarak tanımlanır. *Havza verimi*, bir yeraltı suyu havzasında sistemin hidrolik yükünde anormal bir alçalma olmadan veya havzadaki hidrolojik döngünün diğer herhangi bir bileşeneninde anormal bir değişime neden olmadan hidrojeolojik sistemin tamamının karşılayabileceği maksimum çekim debisi olarak tanımlanır. Altbölüm 8.3'de ele alınan kuyu girişiminin etkilerinden hareketle, akifer veriminin akiferi delen kuyuların sayısı ve ara mesafesinden kuvvetle etkilendiği net bir şekilde görülmektedir. Çok iyi şekilde tanımlanmış akiferdeki kuyuların tamamında kuyu verimine eşit bir debi ile pompaj yapılması halinde akifer veriminin aşılma ihtimali söz konusudur. Yine Altbölüm 8.3'de ele alınan akitard sızması ve akifer girişimi etkilerinden hareketle, havza veriminin o havzada işletilen akiferlerin sayısı ve ara mesafesinden kuvvetle etkilendiği net bir şekilde görülmektedir. Akiferlerin tamamının akifer verimine eşit bir debi ile işletilmesi halinde havza veriminin aşılması söz konusudur.

Bölümün ilk kısımlarındaki bu basit kavramlar okuyucu için son derece yararlı olacaktır. Ancak, havza verimi kavramı üzerinde ayrıntılı olarak ayrıca durmak gereklidir ve bu konu Altbölüm 8.10'da ele alınmıştır.

8.2 Akiferlerin Aranması

Kuyular vasıtasıyla ekonomik miktarlarda su verebilen jeolojik formasyona akifer denir. Akifer gözenekli, geçirgen ve doygun olmalıdır. Akiferler çok değişik hidrojeolojik ortamlarda çok çeşitli şekillerde bulunabilirse de, Tablo 2.2 ve 2.4'deki geçirgenlik ve gözeneklilik verileri ile 4. Bölümde ele alınan konular dikkatlice gözden geçirildiğinde, sadece belirli jeolojik çökellerin akifer olabileceği açıkça görülmektedir. Bunlar arasında en yaygın olanları alüvyon, buzul, göl ve delta çökelleri içindeki taşlaşmamış kum ve çakıllar; özellikle kireçtaşı, dolomit, kumtaşı ve çakıltaşı bileşimindeki sedimenter kayalar ve gözenekli veya kırıklı volkanik kayalardır. Akifer araması çoğu zaman bu jeolojik çökel türleri arasında birinin veya diğerinin araştırılması şeklindedir. Arama yöntemleri yüzeysel jeolojik, yeraltı jeolojik, yüzeysel jeofizik ve yeraltı jeofizik arama yöntemi olarak dört başlık altında gruplanabilir.

Yüzeysel Jeolojik Yöntemler

Bir yeraltı suyu arama programında atılacak ilk adımlar arazi yerine büroda yapılan çalışmalardır. Mevcut harita, rapor ve diğer verilerden çok şey öğrenmek mümkündür. Kuzey Amerika'nın neredeyse tamamı için değişik ölçeklerde yayınlanmış haritalar, çoğu alanları kapsayan yayınlanmış toprak veya yüzeysel çökel jeoloji haritaları, bazı alanları kapsayan yayınlanmış hidrojeoloji haritaları bulunmaktadır. Hidrojeolog, çalışacağı sahadaki kaya formasyonlarının türünü, bunlar arasındaki stratigrafik ve yapısal ilişkilere dair ilk bilgileri jeolojik harita ve raporlardan temin eder. Topoğrafik haritalarla beraber toprak haritaları veya yüzeysel çökel jeoloji haritaları taşlaşmamış yüzeysel çökellerin dağılımı, oluşumu ve bunlarla ilişkili arazi

şekilleri hakkında giriş niteliğinde bilgi sağlar. Hidrojeolojik haritalar çalışma alanındaki topoğrafik, jeolojik, hidrojeolojik, jeokimyasal bilgiler ile su kaynağı verilerinin özet bir yorumunu sağlar.

Hava fotoğrafı yorumlamaları da yeraltı suyu aramalarında yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Bir alanın hava fotoğraflarından genellikle morfolojik, toprak, arazi kullanımı, bitki örtüsü ve drenaj haritalarını çıkarmak mümkündür. Bu çevresel özelliklerin her birinden doğal yeraltı suyu akış sistemleri ve/veya potansiyel akiferlerin mevcut olup olmadığı hakkında bilgi edinmek mümkündür. Hem Way (1973) hem de Mollard (1973) hava fotoğraflarının yorumlanma yöntemleri üzerine el kitapları hazırlamışlar ve çalışmalarında önemli hidrojeolojik özelliklerin işaretlendiği çok sayıda yorumlanmış hava fotoğrafları sunmuşlardır.

Bununla birlikte, çok sayıda yayınlanmış çalışmanın bulunduğu alanlarda bile genellikle arazide jeolojik haritalama yapmak gerekmektedir. Tutturulmamış kum ve çakılların akifer olarak arz ettikleri önemin bilinci ile, morfolojik arazi şekilleri ile buzul ve alüvyon çökellerinin dağılımı üzerinde dikkatle durulmalıdır. Kum ve çakıl çökellerinin seyrekçe bulunduğu veya bunların sığ ve doygun olmadığı yerlerde temel kayalarının litolojik, stratigrafik ve yapısal özellikleri üzerinde ayrıntılı olarak durulmalıdır.

Altbölüm 6.1'de tanımlanan hidrojeolojik haritalama yöntemleri doğal yeraltı suyu akış sistemlerinin ölçek ve derinliğini belirlemede ve bunların beslenme ve boşalım alanlarının yayılımını haritalamada son derece yararlıdır.

Yeraltı Jeolojik Yöntemler

Hidrojeolojik ortamın sadece yüzeysel belirtilerine bakmak genellikle amaç için yetersizdir. Yeraltı stratigrafik ilişkilerinin doğrudan yeraltı incelemesi yapmadan net bir şekilde ortaya konması her zaman mümkün değildir. Yine buradaki ilk aşama da genellikle mevcut kayıtların gözden geçirilmesini gerektirir. Pekçok il ve ilçe yönetiminin, tüm su kuyularının jeolojik kayıtlarının diğer yatırımcılar tarafından da kullanılabilmesi için merkezî bir bankada toplanmasını yasal açıdan zorunlu kılan uygulamaları vardır. Bu verilerin kalitesi oldukça değişken olsa da, belirli bir bölgede açılan kuyuların ne ölçüde başarılı olduğu hakkında hidrojeoloğa önemli bilgiler sağlamaktadır.

Özellikle büyük ölçekli endüstriyel veya belediye suyu gibi çoğu arama programlarında yeraltı şartlarını en iyi şekilde ortaya koymak bakımından deneme kuyuları açmak gerekmektedir. Deneme kuyuları vasıtasıyla jeolojik ve jeofiziksel loglama yapmak ve jeolojik birimlerden karot almak mümkündür. Bu kuyular vasıtasıyla ayrıca bir sahadaki su seviyeleri ölçülebilir ve kimyasal analizler için su örnekleri alınabilir. Deneme kuyuları, yayınlanmış jeoloji haritaları ve mevcut kuyu logları birlikte kullanılarak yerel ve bölgesel jeoloji, stratigrafi ve yapı yorumlanabilir. Deneme kuyularından elde edilen loglarla stratigrafik enine kesitler, jeolojik panel diyagramlar, örtü malzemesinin veya formasyon kalınlığının izopak haritası ve

litofasiyes haritaları hazırlanabilir. Hidrojeolojik yorumlamalar su tablası konturlarını ve serbest akiferin doygun kalınlığına ait izopak eğrilerini de içermelidir. Yeraltı suyu örneklerinin kimyasal analiz sonuçları 7. Bölümdeki yöntemlerle grafik olarak sunulduğunda doğal kimyasal ortam ile su kalitesi hakkında önemli bilgiler sağlayabilir.

Yüzeysel Jeofizik Yöntemler

Akiferlerin aranmasında bazen kullanılan iki bölgesel jeofiziksel teknik vardır. Bunlar, *sismik kırılma* ve *elektriksel özdirenç* yöntemleridir. Bu yaklaşımları kullanan jeofiziksel ölçümlere dair tasarımlar ve bunlardan elde edilen jeofiziksel ölçülerin yorumlanması yerbilimlerinin ayrı bir dalını oluşturur. Bir yeraltı suyu hidroloğunun bu konuda uzman olması beklenmez. Bu yüzden de burada çok kısa olarak bu konu üzerinde duracağız. Diğer taraftan, hidrojeolog bu yöntemlerin avantajlı yönlerini ve kısıtlamalarını da bilmek durumundadır. Burada verilecek bilgilerin bu amaç için yeterli olmaması halinde okuyucunun Dobrin (1960) gibi bir standart jeofizik kitabına veya McDonald ve Wantland (1961), Hobson (1967) veya Lennox ve Carlson (1967) gibi yeraltı suyunda jeofizik uygulamaları konu alan makalelerden birine müracaat etmesi tavsiye edilir.

Sismik kırılma yöntemi farklı katmanlarda değişik hızlarda yol alan elastik dalgalar esasına dayanmaktadır. Malzeme ne kadar yoğun ise, dalga hızı da o ölçüde büyüktür. Elastik dalgalar farklı elastik özelliklere sahip iki formasyon arasındaki jeolojik sınırdan geçerken dalganın yayılma hızı değişir ve dalga izleri Snell yasasına göre kırılır. Sismik prospeksiyonda elastik dalgalar yer yüzeyindeki enerji kaynağında genellikle küçük bir patlatma şeklinde oluşturulur. *Jeofon* adı verilen bir dizi alıcı cihaz enerji kaynağından dışarı doğru bir hat boyunca yerleştirilir. Yüzeyde oluşturulan ve derinde daha yüksek yoğunluklu tabaka tarafından kritik açı ile kırılan dalgalar daha uzaktaki jeofonlara üstteki daha az yoğun tabaka içinde doğrudan ulaşan dalgalardan daha kısa sürede ulaşacaktır. Enerji kaynağında oluşan şok ile elastik dalganın jeofona ulaşması arasında geçen zaman bir *sismograf* ile kaydedilir. Sismograf kayıtları kullanılarak, atış noktasından jeofonlara olan mesafeyi zamana göre karşılaştıran bir dizi grafik oluşturulabilir ve bazı basit teorilerden de yararlanmak suretiyle katman kalınlıkları ve sismik hızları hesaplanabilir.

Sismik kırılma yeraltı suyu araştırmalarında anakayaya olan derinliği, gömülü anakaya kanallarını, kristalen kayadaki çatlaklı yüzeysel kuşağı ve potansiyel akiferlerin alansal dağılımını belirlemede kullanılmaktadır. Sismik hız değişimlerinin kuvvetli olduğu iki veya üç tabakalı jeolojik dizilimlerde yapılan yorumlar son derece güvenilir niteliktedir. Katman hızları derinlikle birlikte artmalıdır. Bu yöntem ile yüksek hızlı bir katman altındaki düşük hızlı bir katman (bu fevkalade gözenekli potansiyel bir akifer de olabilir) tespit edilmemektedir. Sismik yöntemin nüfuz derinliği enerji kaynağının gücüne bağlıdır. Sığ araştırmalar için (sözgelimi 30 m'ye kadar) hidrojeologlar çoğu zaman enerji kaynağının yer yüzeyindeki bir metal plakaya

balyoz vuruşu ile sağlandığı *balyoz sismik* yöntemini kullanmaktadır.

Bir jeolojik formasyonun elektriksel özdirenci $\rho = RA/L$'dir. Burada R, enine kesiti A ve uzunluğu L olan bir birim bloğun elektrik akımına gösterdiği dirençtir. Özdirenç, uygulanan akımın tesiri altında bir formasyonda meydana gelen elektrik potansiyeldeki gradyanı kontrol eder. Doygun bir kaya veya zeminde özdirenç büyük ölçüde materyalin yoğunluk ve gözenekliliği ile doygunluğu sağlayan akışkanın tuzluluk derecesine bağlıdır. Bir elektriksel özdirenç yönteminde elektrik akımı yere bir çift *akım elektrodu* ile verilir ve potansiyel düşüş de bir çift *potansiyel elektrodu* ile ölçülür. Penetrasyon derinliği elektrotlar arasındaki mesafeye bağlıdır. Her açılımdaki görünür özdirenç ölçülen potansiyel düşüş, uygulanan akım ve elektrot aralığına bağlı olarak hesaplanır. Ölçümler ya *yanal profil* veya *elektrik sondajı* şeklinde alınır. Yanal profilde elektrot aralığı sabit tutulurken elektrotlar araştırma hattı boyunca sıçramalı olarak yerdeğiştirilir. Bu yöntem ile belirli bir penetrasyon derinliği için alansal değişim belirlenir. Akifer sınırlarını belirlemede veya yeraltı suyu tuzluluğundaki alansal değişimleri haritalamada kullanılabilir. Elektrik sondajında ise, değişen elektrot aralıklarıyla sadece bir istasyonda bir dizi ölçüm alınır. Görünür özdirençlerin elektrot aralığı ile grafiği çizilir ve ortaya çıkan eğriler basit tabakalı geometriler için geliştirilmiş teorik eğrilerle karşılaştırılarak stratigrafik yorumlamalar yapılır. Temel kaya üzerindeki kum ve çakıl akiferlerinin kalınlığının belirlenmesinde derinlik profilleri geniş bir şekilde kullanılmaktadır. Kıyı akiferlerinde tuzlu su-tatlı su ara yüzeyinin yerini belirlemede de kullanılmaktadır. Yöntemin su tablasını "hissettiğinden" sıkça bahsedilir fakat, çok homojen çökeller dışında bunun doğruluğu şüphelidir. Kentsel alanlardaki borular, raylar ve teller arazi akımları ile etkileştiğinden yöntemin uygulanabilirliğini engellemektedir.

Yüzeysel jeofizik yöntemler deneme kuyularının yerini hiçbir zaman tutamaz. Ancak, sondaj kuyu yerinin seçiminde isabetli kararlar almada ve gerekli sondaj sayı ve miktarını belirlemede son derece yararlıdır. Sismik veya elektriksel özdirenç ölçümlerine dayalı stratigrafik yorumlamalar sondaj kuyu verileriyle desteklenmelidir.

Yeraltı Jeofizik Yöntemler

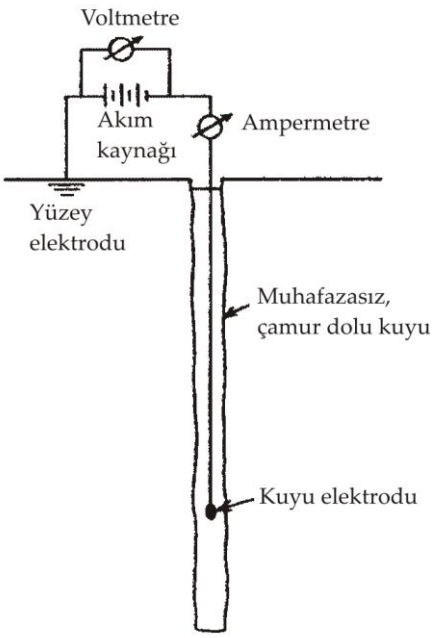
Yeraltı suyu aramalarında artık standartlaşmış bir jeofizik yaklaşım bulunmaktadır. Bu yaklaşımda su kuyularının ve deneme sondajlarının *kuyu jeofiziği* yöntemleri ile loglanması söz konusudur. Kuyu jeofiziği terimi, kaydedici bir cihazın kuyu içine sarkıtılarak jeolojik formasyonların ve bunların içerdikleri akışkanların karakteristiklerini yorumlamaya yönelik ölçüm yapan her türlü tekniği içermektedir. Kuyu jeofiziği teknikleri başlangıçta petrol endüstrisi için geliştirilmiştir. Jeofizik logların yorumlanması üzerine yazılmış standart kitaplarda (Pirson, 1963; Wyllie, 1963) daha çok petrol uygulamaları yer almaktadır. Bu konuda yazılmış birkaç mükemmel makalede (Jones ve Skibitzke, 1956; Patton ve Bennett, 1963; Keys, 1967, 1968) jeofizik loglama tekniklerinin özellikle yeraltı suyu problemlerine uygulanması konu edinilmiştir.

Petrol endüstrisinde uygulanan tam bir kuyu jeofizik programı genellikle iki elektirik logu (doğal uçlaşma ve özdirenç), üç radyasyon logu (doğal gama, nötron ve gama-gama) ve kuyu çapındaki değişimleri kaydeden bir kaliper logundan oluşur. Hidrojeolojik uygulamalarda daha çok elektrik logları kullanılmaktadır.

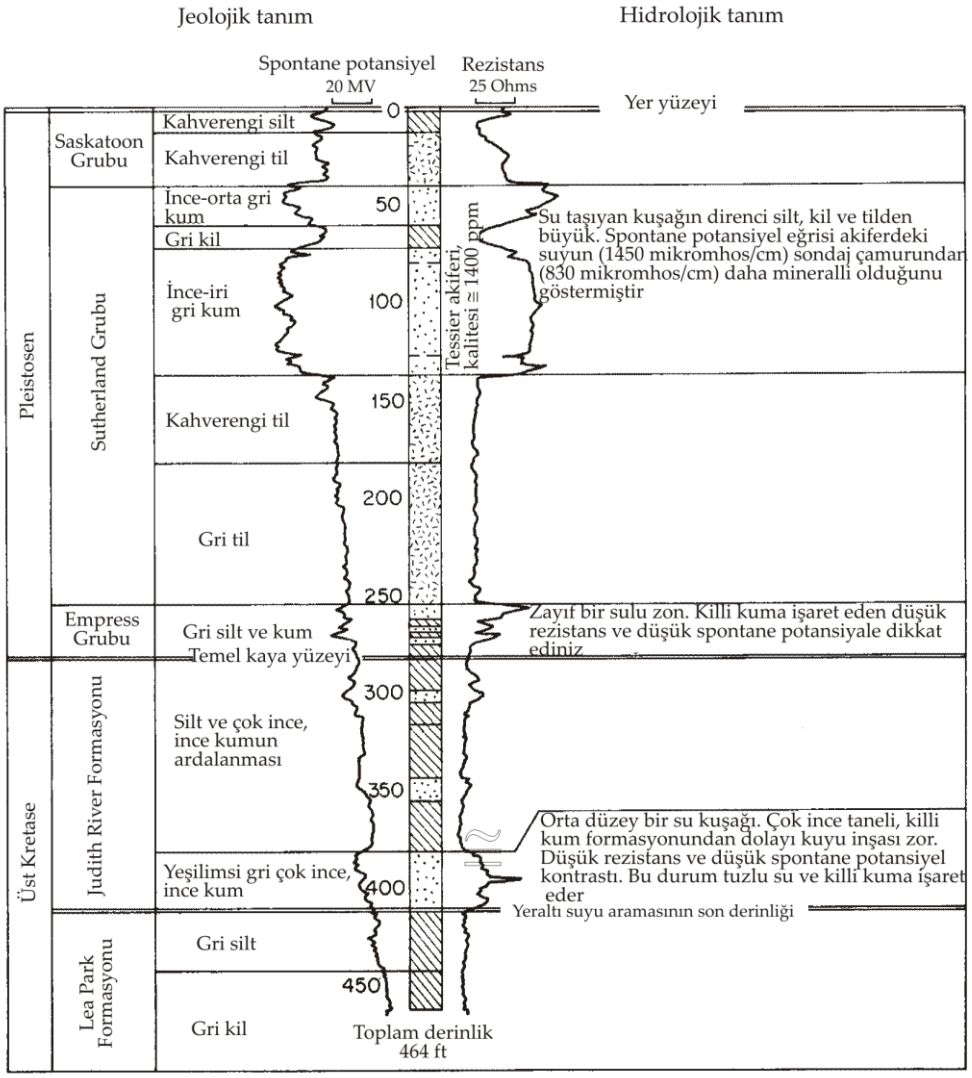
En basit elektrik logu *doğal uçlaşma* logudur. Tek nokta elektrot düzenlemesiyle kaydedilen bu log Şekil 8.1'de akım kaynağı kesilmiş olarak görülmektedir. Bu log ile yüzey elektrodu ve kuyu elektrodu arasında doğal olarak oluşan potansiyel farkları kaydedilir. Bu doğal elektrik potansiyellerin nedeni tam olarak anlaşılabilmiş değildir fakat, bunun kuyu akışkanı ile *in situ* kaya suyu karmaşığı arasındaki elektrokimyasal etkileşim ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Diğer elektriksel log *özdirenç* logudur. Bu yöntemde değişik birkaç elektrot dizilim şekli vardır fakat, en kolayı ve su kuyusu sektöründe en yaygın olarak kullanılanı Şekil 8.1'de görülen tek nokta dizilimidir. Yere verilen yapay bir elektrik akımının yer içinde oluşturduğu elektrik alanının potansiyel dağılımının belirlenmesinden ibaret olan görünür özdirenç-derinlik ilişkisi elde edilir.

Kuyudaki stratigrafik istifi nitel olarak yorumlamada iki elektrik logu birleştirilerek kullanılabilir. Şekil 8.2'de Saskatchewan'da taşlaşmamış Pleistosen çökelleri ile Üst Kretase yaşlı kayalardan oluşan istifte açılmış bir deney kuyusunda ölçülmüş bir tek nokta elektrik logu çifti görülmektedir. Jeolojik tanımlamalar ile şeklin ortasındaki jeolojik log karotlu sondajdan elde edilmiştir. Sahadaki potansiyel



Şekil 8.1 Bir sondaj kuyusunda doğal uçlaşma (SP) ve özdirenç logu için tek nokta elektrot düzeneği.



Şekil 8.2 Saskatchewan'da bir deney kuyusunun jeolojik logu, elektrik logları, jeolojik tanım ve hidrolojik tanım (Christiensen vd., 1971'den).

akiferlerin hidrolojik tanımlamaları jeolojik ve jeofiziksel logların birlikte değerlendirilmesiyle yapılmıştır. Çoğu jeolojik ortamlarda en elverişli su taşıyan kuşaklar en yüksek özdirenç değerlerini verir. Elektrik logları kuyuların filitrelenmesinde çoğu zaman en sağlıklı ayrıntıları sağlamaktadır.

Dyck vd. (1972) tek nokta elektrik loglarında üç çeşit dezavantaj bulunduğunu ifade etmiştir. Tek nokta elektrik logları formasyon özdirenci konusunda nicel değerler vermemekte; kuyu çapından ve kuyu akışkanının özdirencinden etkilenmekte ve ayrıca incelenen alanın yarıçapı küçüktür. Birinci noktayı daha açık şekilde ifade etmek için Şekil 8.2'ye bir göz atalım. Burada, görünür özdirençden ziyade iki elektrot arasında ölçülmüş özdirenç kaydı görülmektedir. Çok nokta elektrik logları daha kullanışlıdır. Kaya formasyonlarının ve bunların içerdiği akışkanların özdirençlerinin nicel olarak hesaplanmasında kullanılabilmektedirler. Bu hesaplamalar buradaki amacımızın dışındadır. Campbell ve Lehr (1973) bu tekniklerin çok iyi bir özetini vermiştir. Dyck vd. (1972) yeraltı suyu arama programları çerçevesinde bazı örnek hesaplamalar vermiştir.

Keys (1967, 1968) radyasyon loglarından özellikle doğal gama logunun yeraltı hidrolojisinde kullanılabileceğini öne sürmüştür. Hidrojeolojik amaçlar için eksiksiz sayılabilecek bir log takımı sondaj logu (delme hızı dahil), jeolojik log, doğal uçlaşma logu, özdirenç logu, doğal gama logu ve kaliper logundan oluşmalıdır.

Kuyu ve Piyezometre Sondajları ve Donanımları

Piyezometre ve kuyuların delinmesi ve tasarımları, inşası ve bakımı sadece bilimsel ve mühendislik ilkelerine dayalı özel bir teknolojidir. Su kuyusu teknolojisini kapsamlı olarak ele alan çok sayıda kitap yayınlanmıştır (Briggs ve Fiedler, 1966; Gibson ve Singer, 1971; Campbell ve Lehr, 1973; U. S. Environmental Protection Agency, 1973a, 1976). Ayrıca, Walton (1970)'ın yeraltı suyu hidrolojisinin teknik yönleri konusunda yayınlanmış çalışması vardır ve aynı eserde su kuyusu donanımı ve değerlendirmesi ile ilgili çok sayıda örnek verilmiştir. Reeve (1965), Hvorslev (1951), Campbell ve Lehr (1973) ve Kruseman ve de Ridder (1970) yayınlarında piyezometre inşası ve yerleştirilmesini ele almışlardır. Bu kitaptaki açıklamalarımızı daha çok bu önemli pratik konular ile sınırlandıracağız. Aşağıdaki açıklamaların büyük bir kısmı Campell ve Lehr (1973)'den alınmıştır.

Su kuyuları genellikle açılış şekline göre sınıflandırılmaktadır. Kuyular elle *kazılabilir*, çakma kuyular ile *sürülebilir* veya *püskürtülebilir*, bir toprak burgusu ile veya bir sondaj matkabı ile *delinebilir*. Kuyunun açılış şekli daha çok kuyunun amacına, hidrojeolojik ortama, gerekli su miktarına, düşünülen çap ve derinliğe ve ekonomik faktörlere bağlıdır. Kazılma, sürülme, püskürtülme ve itilme şeklinde açılan kuyular sığ derinlikler, taşlaşmamış çökeller ve göreceli olarak düşük verimler ile sınırlıdır. Çimentolanmamış çökellerde ve kayalarda daha derin ve daha çok su veren kuyular için uygun yöntem sadece sondajlı delme tekniğidir.

Sondaj ekipmanının darbeli sondaj, rotari ve ters rotari olmak üzere belli başlı üç çeşidi vardır. Darbeli sondajda delme işlemi, bir halata bağlı bir dizi aletin kaldırılıp düşürülmesi ile gerçekleştirilir. Aletler halatının ucundaki matkabın kesici yüzeyi her düşüşte kuyu tabanının farklı bir yerine çarpacak şekilde her düşüşte birkaç derece döndürülür. Kırıntıları dışarı çıkarmak için periyodik olarak delmeye ara verilir. Orta

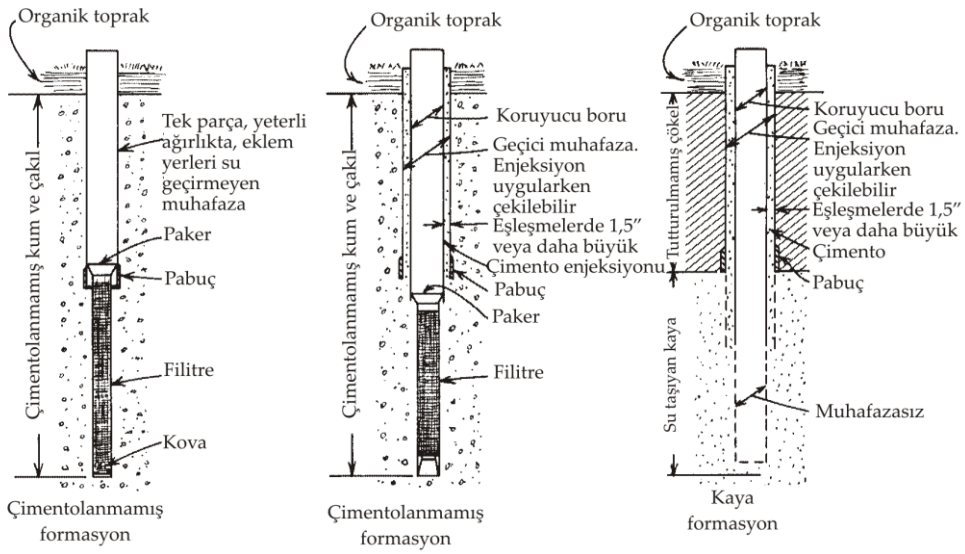
ve yüksek kapasitedeki matkaplar ile 40-60 cm çapında ve birkaç yüz metre derinliğinde kuyular açılabilmektedir. Daha küçük çaplar ile daha derin kuyular açmak da mümkündür. Darbeli sondaj oldukça geniş bir jeolojik materyal aralığında başarılı bir yöntemdir fakat, çabukluğu ve derinliği rotari sondajlardaki kadar değildir. Geleneksel rotari yönteminde sondaj çamuru tijler içinden ve matkap açıklıklarından çabucak aşağı doğru itilebilmektedir. Matkap ile koparılan parçalar yukarı doğru akan sondaj çamuru vasıtasıyla tij ile kuyu cidarı arasındaki boşluktan yer yüzeyine taşınır. Ters rotari sisteminde dolaşımın yönü tersine döndürülür. Ters rotari yöntemi özellikle yumuşak, çimentolanmamış çökellerdeki geniş çaplı kuyular için daha elverişlidir.

Geleneksel rotari sondajı özellikle çimentolanmamış çökellerde genellikle en hızlı, en uygun ve en ekonomik sistem olarak değerlendirilmektedir. Rotari sondajda delme hızı matkabın ağırlığı, türü, çapı ve fiziksel durumu gibi mekanik faktörlere; dönme hızına; sondaj çamurunun özellikleri ile dolaşım hızı ve jeolojik formasyonun fiziksel karakterlerine bağlıdır. Kaya formasyonlarında *delinebilirlik* (dönme başına penetrasyon derinliği) kayanın basınç dayanımı ile doğrudan ilişkilidir.

Doğrudan rotari yöntemi, kullanılan hidrolik dolaşım sistemine çok bağımlıdır. En çok kullanılan sondaj çamuru bentonit kilinin sudaki süspansiyonundan oluşan *sondaj çamurudur*. Sondaj sırasında sondaj çamuru kuyu cidarına sıvanır ve bu şekilde hem kuyunun duraylılığı sağlanır hem de sondaj çamurunun geçirgen formasyonlara kaçması önlenmiş olur. Ağır sondaj çamurlarının bile kuyu cidarının göçmesine engel olamadığı durumlarda sondaja muhafaza borusu ile devam edilir. Göçme, çamur kaybı ve akan artezyen suyu ile ilişkili olarak karşılaşılan şartlar sondaj sırasında karşılaşılan en önemli problemleri teşkil eder.

Bir alüvyon akiferinde derin ve muhafaza borulu bir kuyunun tasarımı, yüzeyde bir sistem, muhafaza borusu, pompaj ekipmanı ve su girişini içermelidir. Bunlar arasında yeraltı suyu hidrologları açısından en önemli olanı kuyuya olan su girişidir. Bu asrın ilk yarısında kuyuya su girişi genellikle muhafaza borusunda el testeresiyle oluşturulan deliklerden sağlanmıştır. Şimdilerde ise *kuyu filitrelerinin* kullanımıyla kuyu verimlerinin önemli şekilde artabileceği gözlenmiştir. Uygun şekilde tasarlanmış kuyu filitrelerindeki yarıkların boyutu akiferin tane boyu dağılımı ile ilişkilidir. Filitrelenmiş bir kuyunun pompaj, su basma veya yıkama ile geliştirilmesi sırasında akiferdeki ince taneli malzeme kuyu filitresinden geçerek yüzeye kadar çıkar. Bu ince taneli malzemenin kuyu çevresinden uzaklaştırılmasıyla filitre etrafında kuyuya su girişinin etkinliğini arttıran *doğal bir çakıl zarfı* oluşur. Bazı durumlarda ise, kuyuya su girişini daha da etkin kılmak için *yapay çakıl zarfı* yapılır. Şekil 8.3'de kayalarda ve çimentolanmamış formasyonlarda kuyu tasarımlarının birkaç tipik şekli verilmiştir.

Bir kuyunun üretkenliği çoğu zaman *özgül kapasite* C_s cinsinden ifade edilir. $C_s=Q/\Delta h_w$ olup, burada Q: pompaj debisi ve Δh_w: kuyudaki düşümdür. Bu denklemde $\Delta h_w=\Delta h+\Delta h_L$ olup, burada Δh: akiferin kuyu çeperindeki hidrolik yükü ve Δh_L: filitreden pompaya su girişi sırasında oluşan çalkantılı akışın neden olduğu *kuyu kaybıdır*. Δh Altbölüm 8.3'de geliştirilen standart kuyu hidroliği denklemlerinden hesaplanır. Δh_L ise



Şekil 8.3 Çimentolanmış ve çimentolanmamış formasyonlar için tipik kuyu tasarımları.

Walton (1970) ve Campbell ve Lehr (1973)'de açıklanan yöntemler ile bulunabilir. Δh_L genellikle Δh'dan çok küçüktür.

8.3 İdeal Akiferlerin Pompaja Tepkisi

Bir yeraltı suyu havzasının işletilmesi verimde kısıtlamalara yol açan su tablası alçalımlarına neden olur. Bu nedenle, yeraltı suyu kaynak araştırmasının ana hedeflerinden biri, planlanan pompaj debisi için akiferdeki hidrolik yük düşümlerinin önceden tahmin edilmesidir. Bu altbölümde idealize edilmiş akiferlerin pompaja gösterdiği tepkiler teorik bazda ele alınacaktır. Burada birkaç değişik akifer tipini göz önüne alacağız fakat, her durumdaki geometri yeteri kadar düzenli ve sınır şartları da söz konusu problemi temsil eden sınır değeri problemine analitik bir çözüm sağlayacak kadar sade olacaktır. Bu çözümler, daha az ideal şartları tanımlayan daha karmaşık sınır değeri problemleri ile birlikte *kuyu hidroliği* çalışmasının temelini oluşturur. Bu altbölüm kuyu hidroliği konusuna bir giriş niteliğinde olup, konunun tamamını temsil etmekten çok uzaktır. Bu alanda çok geniş bir literatür mevcut olup, ilgili okuyucunun kapsamlı bir kuyu hidroliği için Walton (1970)'a, bu konuda yazılmış monografi için Hantush (1964)'a veya Ferris vd. (1962) ve Kruseman ve de Ridder (1970) tarafından yazılmış mükemmel kitaplara başvurması önerilir.

Bir Kuyuya Doğru Işınsal Akış

Teorik analizler pompaj sırasında bir kuyuya doğru olan akışın fiziğini anlamaya dayanmaktadır. Bununla ilgili tüm kavramlar 2. Bölümde açıklanmıştı. *Basınçlı* ve *serbest akifer* arasındaki ayırım ve üç boyutlu bir jeolojik sistemdeki *hidrolik yük* ile iki boyutlu, yatay, basınçlı akiferdeki *basınç yüzeyi* kavramı arasındaki ilişki yine ikinci bölümde açıklanmıştı. Ayrıca, *hidrolik iletkenlik*, *gözeneklilik* ve *sıkışabilirlik* gibi temel hidrojeolojik parametreler ile *iletimlilik* ve *depolama* gibi türetilmiş akifer parametrelerinin tanımı yapılmıştı. Pompajın bir kuyuya doğru yatay hidrolik eğimler oluşmasına neden olduğu ve bunun bir sonucu olarak da kuyudaki pompaj sırasında kuyu çevresinde hidrolik yüklerin azaldığı açıklanmıştı. Şimdi yapılması gereken ise, bu temel kavramları alarak bir akiferde açılan kuyuya doğru akışı temsil eden sınır değeri problemi şekline sokmak ve teorik tepkileri incelemektir.

Altbölüm 2.10'dan depolama katsayısının bir boyutlu akifer sıkışabilirliği hakkındaki tanımını hatırlamak bu noktada yararlı olacaktır. (2-63) eşitliğindeki α düşey yöndeki akifer sıkışabilirliğidir. Analizin devam eden kısmında, akiferde yapılan pompajla düşey yönde oluşan efektif gerilmenin yatay yöndekinden çok büyük olduğu kabul edilecektir.

Depolama katsayısı terimi ile yakından ilişkili akifer depolama kavramı ayrıca, sistemdeki herhangi bir eleman hacminden o elemandaki yükün düşüşü sırasında anında bırakılan suyu ifade eder.

Analizimize en basit akifer konfigürasyonu ile başlayalım. Aşağıdaki özelliklere sahip bir akiferi göz önüne alalım: (1) yatay, (2) tavanda ve tabanda iki geçirimsiz formasyon ile sınırlı, (3) yatay yönde sonsuz uzanımlı, (4) sabit kalınlıkta, (5) hidrojeolojik parametreler bakımından homojen ve izotrop.

İdeal sistemimizi başlangıç aşamasındaki analizimiz için aşağıdaki şartlar ile daha da kısıtlayalım: (1) akiferde sadece bir pompaj kuyusu vardır, (2) pompaj debisi sabittir, (3) kuyu çapı olabildiğince küçüktür, (4) kuyu akiferin tüm kalınlığı boyunca açılmıştır, (5) pompaj başlamadan önce akiferdeki hidrolik yük tüm akiferde üniformdur.

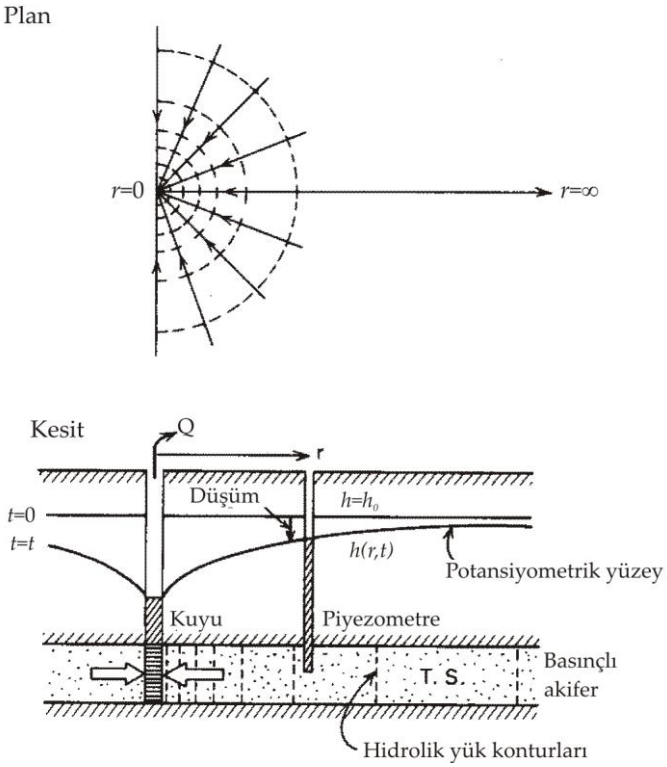
İletimliliği T ve depolama katsayısı S olan basınçlı bir akiferde iki boyuttaki doygun akışı tanımlayan kısmî diferansiyel denklem Altbölüm 2.11'de (2-77) eşitliği ile aşağıdaki şekilde verilmişti:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t}$$

Bir kuyu etrafındaki hidrolik yük düşümlerinin ideal sistemimizde ışınsal bir simetri oluşturacağı bilindiğinden, (2-77) eşitliğini ışınsal koordinat sistemine dönüştürmekte yarar vardır. Bu dönüştürme $r=(x^2+y^2)^{0,5}$ ilişkisi ile yapılır ve akış denklemi de aşağıdaki şekle dönüşür (Jacob, 1950):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \tag{8-1}$$

Şekil 8.4'de plan görünümü verilen matematiksel akış bölgesi kuyuda r=0'dan r=∞ sınırına uzanan bir boyutlu yatay bir çizgidir.



Şekil 8.4 Yatay, basınçlı bir akiferde kuyuya ışınsal akış.

Başlangıç şartları,

$$\text{tüm } r\text{'ler için} \quad h(r,0)=h_o \tag{8-2}$$

olup, burada h_o: başlangıçtaki sabit hidrolik yüktür.

Sınır şartlarına göre sonsuz sınırda hidrolik yükte düşüm olmadığı varsayılır:

$$\text{tüm } t\text{'ler için} \quad h(\infty,t)=h_o \tag{8-3}$$

ve kuyuda sabit bir pompaj debisi Q [L^3/T] kabul edilir:

$$t > 0 \text{ için } \lim_{r \to 0} \left(r \frac{\partial h}{\partial r} \right) = \frac{Q}{2\pi T} \tag{8-4}$$

(8-4)'deki durum Darcy yasasının kuyu yüzeyinde sadece doğrudan uygulanmasının bir sonucudur.

$h(r,t)$ çözümü, pompaj başladıktan sonra herhangi bir ışınsal mesafe r'de herhangi bir zamandaki hidrolik düşümü ifade eder. Şekil 8.4 dikkatle incelendiğinde açıkça görülecek nedenlerden dolayı, yükteki düşümü ifade eden çözümler çoğu zaman $h_o - h(r,t)$ şeklinde ifade edilmektedir.

Theis Çözümü

Theis (1935) başlangıç ve sınır şartları (8-2)'den (8-4)'e olan eşitliklerde verilen (8-1) eşitliğinin analitik çözümünü elde etmede ısı akış teorisindeki analojiyi uygulamıştır. Bu aynı zamanda hidrolojik metodolojinin gelişimindeki dönüm noktasını oluşturmaktadır. Düşüm cinsinden ifade edilen Theis çözümü,

$$h_o - h(r,t) = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u} du}{u} \tag{8-5}$$

olup, bağıntıdaki u aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \tag{8-6}$$

(8-5) eşitliğindeki integral matematikte çok iyi bilinen *üssel integral* olup, bununla ilgili değerleri tablolar halinde çoğu yerde bulmak mümkündür. İntegral, (8-6)'da verilen u'nun spesifik tanımı için *kuyu fonksiyonu* $W(u)$ adını alır. (8-5) eşitliği bu notasyonla birlikte aşağıdaki şekli alır:

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \tag{8-7}$$

Tablo 8.1'de u'ya göre $W(u)$ değerleri verilmiş ve Şekil 8.5(a)'da da $W(u)$ ile $1/u$ ilişkisi grafik olarak sunulmuştur. Bu eğri çok yaygın bir şekilde *Theis eğrisi* olarak bilinir.

Akifer özellikleri T ve S ile pompaj debisi Q'nun bilinmesi halinde, kuyuda pompaj başladıktan sonra kuyudan herhangi bir r uzaklığında herhangi bir anda hidrolik yükteki düşümü hesaplamak mümkündür. u çok basit bir şekilde (8-6)

eşitliğinden hesaplanır; buna göre Tablo (8-1)'den $W(u)$ değeri bulunur ve (8-7) eşitliğinden $h_o–h$ hesaplanır. $h_o–h$ ile t ilişkisi Şekil 8.5(b)'de aynı şekil üzerinde verilen bir grup spesifik parametre için hesaplanmış olarak grafik şeklinde gösterilmiştir. Arazide bu özelliklere sahip ideal bir basınçlı akiferdeki bir piyezometrede ölçülen düşüm – zaman kayıtları bu şekildekine benzer.

Tablo 8.1 u'nun değişik değerlerine karşılık gelen $W(u)$ değerleri.

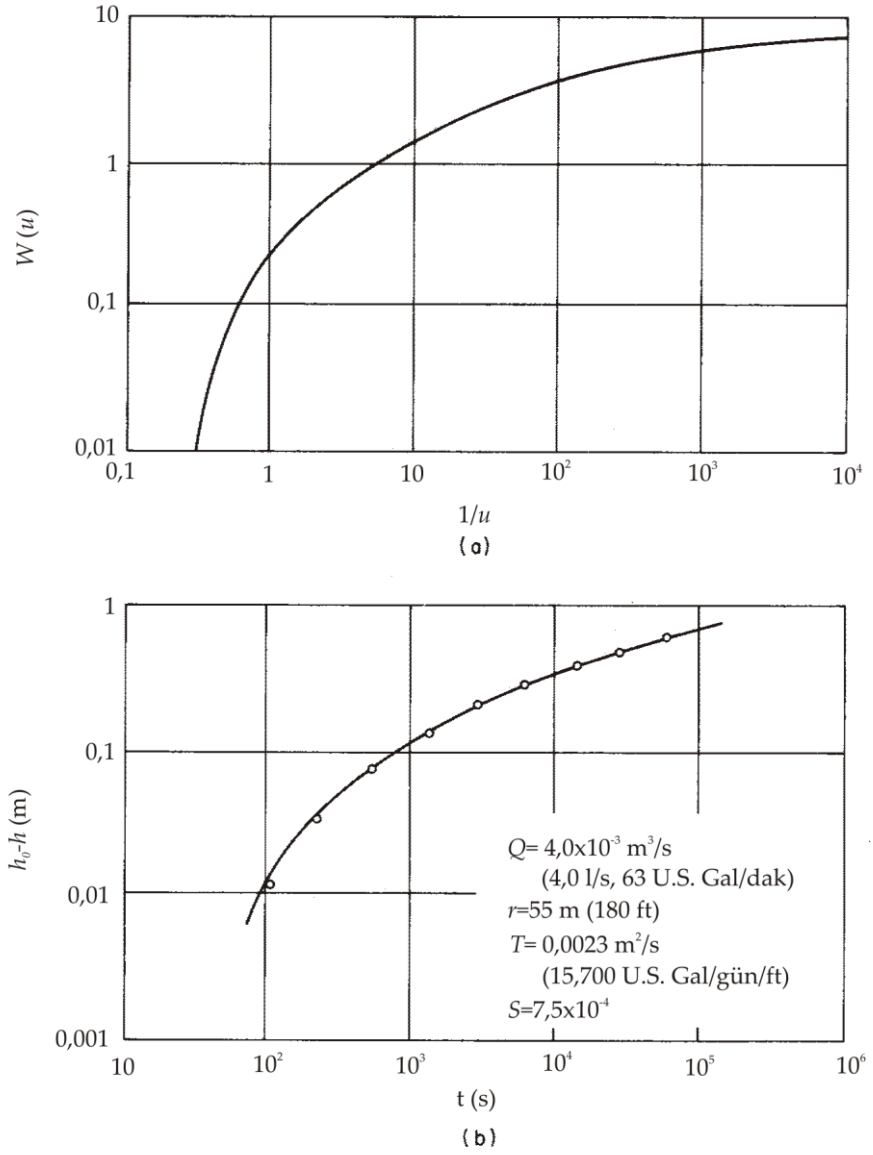
U	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0
x 1	0,219	0,049	0,013	0,003 8	0,001 1	0,0003 6	0,0001 2	0,00003 8	0,000012
x 10^{-1}	1,82	1,22	0,91	0,70	0,56	0,45	0,37	0,31	0,26
x 10^{-2}	4,04	3,35	2,96	2,68	2,47	2,30	2,15	2,03	1,92
x 10^{-3}	6,33	5,64	5,23	4,95	4,73	4,54	4,39	4,26	4,14
x 10^{-4}	8,63	7,94	7,53	7,25	7,02	6,84	6,69	6,55	6,44
x 10^{-5}	10,94	10,24	9,84	9,55	9,33	9,14	8,99	8,86	8,74
x 10^{-6}	13,24	12,55	12,14	11,85	11,63	11,45	11,29	11,16	11,04
x 10^{-7}	15,54	14,85	14,44	14,15	13,93	13,75	13,60	13,46	13,34
x 10^{-8}	17,84	17,15	16,74	16,46	16,23	16,05	15,90	15,76	15,65
x 10^{-9}	20,15	19,45	19,05	18,76	18,54	18,35	18,20	18,07	17,95
x 10^{-10}	22,45	21,76	21,35	21,06	20,84	20,66	20,50	20,37	20,25
x 10^{-11}	24,75	24,06	23,65	23,36	23,14	22,96	22,81	22,67	22,55
x 10^{-12}	27,05	26,36	25,96	25,67	25,44	25,26	25,11	24,97	24,86
x 10^{-13}	29,36	28,66	28,26	27,97	27,75	27,56	27,41	27,28	27,16
x 10^{-14}	31,66	30,97	30,56	30,27	30,05	29,87	29,71	29,58	29,46
x 10^{-15}	33,96	33,27	32,86	32,58	32,35	32,17	32,02	31,88	31,76

Kaynak: Wenzel, 1962.

Şekil 8.5(b)'deki gibi log-log kâğıda çizildiğinde $h_o–h$ fonksiyonu ile t ilişkisinin şekli aynı Şekil 8.5(a)'da gösterilen $W(u)$ ile $1/u$ grafiğinin şekline benzer. Bu durum, (8-6) ve (8-7)'de toparlanan ilişkilerin doğrudan bir sonucu olup, $h_o–h$ ile $W(u)$'nun ve t ile $1/u$'nun birbiri ile sabit bir terim ile ilişkili olduğu görülmektedir.

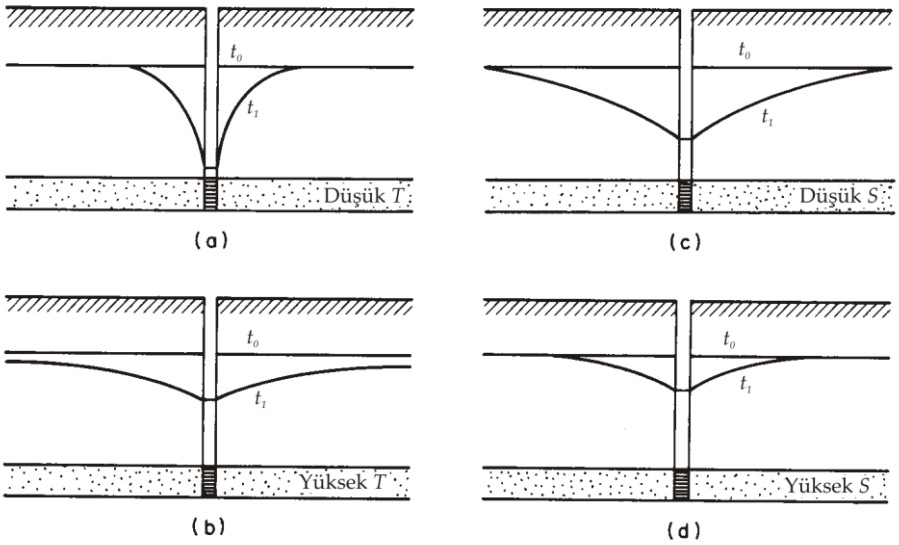
r'nin değişik değerlerinde ve belirli bir t zamanında $h_o–h$ değerlerini hesaplamak da mümkündür. Böyle bir hesaplamadan elde edilen verilerle kuyu etrafındaki basınç yüzeyinde oluşan *alçalma konisi* (veya *düşüm konisi*) çizilebilir. Şekil 8.4'de bununla ilgili şematik bir örnek görülmektedir. Kuyu yakınında koninin eğiminin artması (8-7) eşitliğindeki çözümde yansıtılmıştır. Bu durumun fiziksel açıklaması, Şekil 8.4'deki plan üzerinde akım ağı çizilip hidrolik yük değerlerinin de enine kesite taşınması halinde daha net bir şekilde görülecektir.

İlerleyen zamanla birlikte akiferdeki düşüm konisinin derinliği ve yanal yayılımı büyür. Herhangi bir zamanda herhangi bir noktadaki düşüm pompaj debisi ile doğru orantılı ve akifer iletimliliği ve depolama katsayısı ile de ters orantılıdır. Şekil 8.6'da görüldüğü gibi, iletimliliği düşük akiferlerde dar ve derin koniler oluşurken büyük iletimlilik değerlerinde sığ ve geniş yayılımlı düşüm konisi oluşmaktadır. İletimliliğin düşüm üzerindeki etkisi depolama katsayısınınkinden daha büyüktür.



Şekil 8.5 (a) $W(u)$ – $1/u$ ilişkisinin teorik eğrisi. (b) h_o–h ile hesaplanmış eğrisi.

Jeolojik formasyonların yukarıda tarif edildiği gibi ideal olmadığı durumlarda akiferlerin pompaja verdiği zaman-düşüm tepkisi Şekil 8.5'de verilen Theis çözümünden çoğu zaman sapmalar gösterir. Şimdi dikkatimizi daha az ideal olan durumlarda ortaya çıkan teorik tepki eğrilerine çevireceğiz. Özellikle de (1) sızdıran akiferlere, (2) serbest akiferlere, (3) çok kuyulu sistemlere, (4) değişen pompaj debilerine, (5) sınırlı akiferlere ve (6) akiferi kısmen kat eden kuyulara bakacağız.



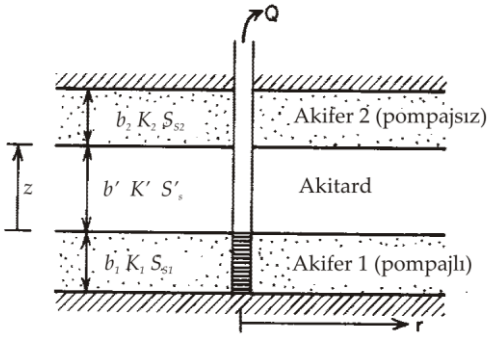
Şekil 8.6 Belirli bir zaman için (a) düşük iletimlilik; (b) yüksek iletimlilik; (c) düşük depolama; (d) yüksek depolama şartlarında oluşan düşümün karşılaştırılması.

Sızdıran Akiferler

Theis çözümünde basınçlı akiferi alttan ve üstten sınırlayan formasyonların tamamen geçirimsiz olduğu varsayımı çok ender durumlarda geçerlidir. Üretim kuyularının sadece bir akifer boyunca filitrelenmesi durumunda bile, akiferin komşu tabakalardan önemli miktarda su alması olağandır. Böyle akiferlere *sızdıran akifer* denir. Aslında sızdırmayı yapan akitardın kendisidir. Akifer çoğu zaman geçirgenliği düşük akitardlarla birbirinden ayrılmış çoklu bir akifer sisteminin bir parçasıdır. Ancak, Şekil 8.7'de gösterilen üç tabakalı durum bu altbölümdeki amacımız açısından yeterli olacaktır. Kalınlıkları b_1 ve b_2; ve yatay hidrolik iletkenlikleri de K_1 ve K_2 olan iki akifer kalınlığı b' ve düşey hidrolik iletkenliği K' olan bir akitard ile ayrılmıştır. Akiferlerdeki özgül depolama değerleri S_{s1} ve S_{s2}; akitarddaki ise S_s' dür.

Çoklu akifer sistemlerindeki akışın kapsamlı çözümü problemi analitik olarak çözmeyi çok zorlaştıran sınır koşullarını içerdiğinden, akiferlerdeki akışın yatay ve akitarddaki akışın da düşey olacak şekilde matematiksel olarak sadeleştirilmesi artık bir gelenek olmuştur. Neuman ve Witherspoon (1969a) akifer iletkenliğinin akitardınkinden logaritmik olarak 2 dereceden daha büyük olduğu zaman, bu varsayım ile ortaya çıkan hataların %5'den küçük olduğunu belirtmiştir.

Sızdıran akifer teorisinin geliştirilmesi iki farklı makale setinde ele alınmıştır. Hantush ve Jacob (1955) ve Hantush (1956, 1960)'a ait birinci grupta Theis tepkisi ile sızdıran akiferlerin tepkisi arasındaki orijinal farklılık ortaya konmuştur. Neuman ve Witherspoon (1969a, 1969b, 1972) tarafından yayınlanan ikinci grup makalede ise, bir önceki gruba özgü varsayımların önemi üzerinde durulmuş ve daha genelleştirilmiş çözümler sağlanmıştır.



Şekil 8.7 İki akiferli "sızdıran" sistemin şematik diyagramı. $T=Kb$ ve $S=S_s b$ olduğunu hatırlayınız.

Hantush ve Jacob (1955)'ın analitik çözümü Theis çözümü [(8-7) eşitliği] ile aynı şekilde fakat biraz daha karmaşık bir kuyu fonksiyonuyla ifade edilebilir. Aslında, Hantush ve Jacob biri sadece küçük t için geçerli, diğeri de sadece büyük t için geçerli iki analitik çözüm geliştirmişler ve tam bir tepki eğrisi elde etmek için bu iki çözüm arasında interpolasyon yapmışlardır. Jacob ve Hantush'un çözümü boyutsuz parametre r/B cinsinden,

$$\frac{r}{B} = r\sqrt{\frac{K'}{K_1 b_1 b'}} \tag{8-8}$$

şeklinde ifade edilir. (8-7) eşitliği ile benzerlikten dolayı Jacob ve Hantush çözümünü,

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B) \tag{8-9}$$

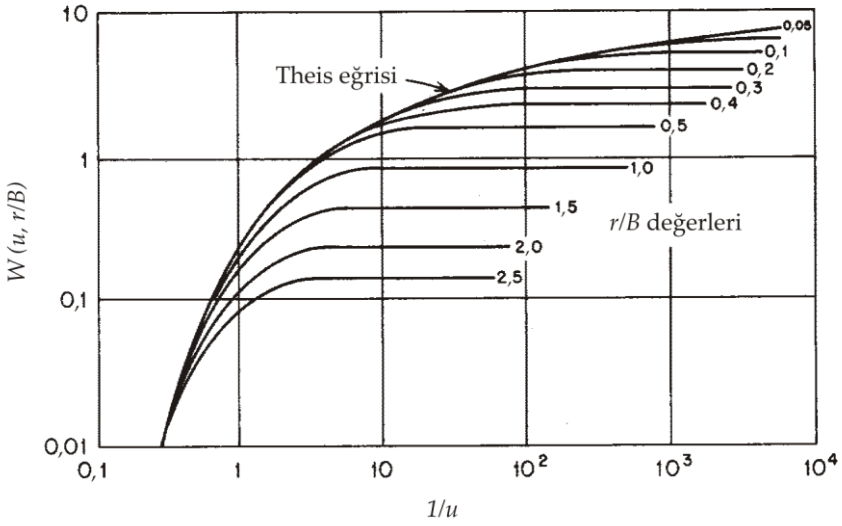
şeklinde yazabiliriz. Buradaki $W(u,r/B)$ *sızdıran kuyu fonksiyonu* olarak bilinir.

Hantush (1956) $W(u,r/B)$ değerlerini tablo halinde vermiştir. Şekil 8.8'de bu fonksiyonun $1/u$ ile ilişkisi grafik olarak verilmiştir. Akitardın geçirimsiz olması halinde $K'=0$ olur ve (8-8) eşitliğinden $r/B=0$'dır. Bu durumda, Şekil 8.8'de de görüldüğü gibi, Hantush-Jacob yöntemi Theis çözümüne indirgenmiş olur.

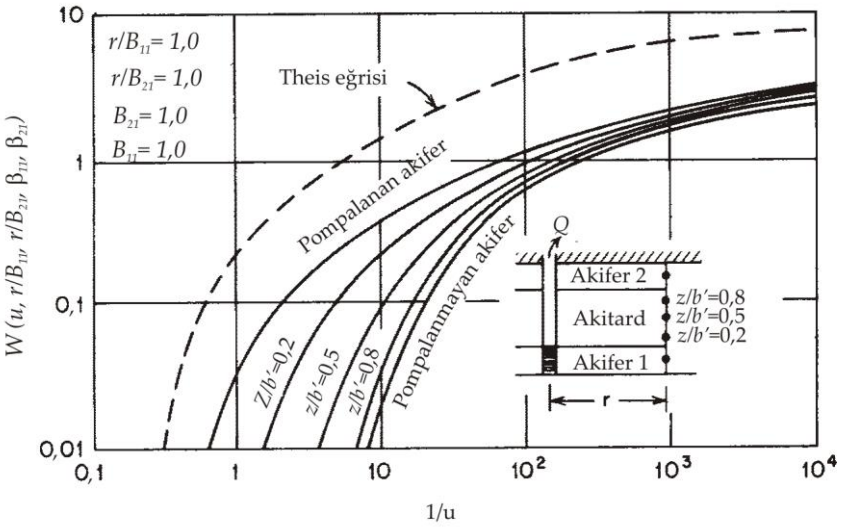
Akifer için T_1 ($=K_1 b_1$) ve S_1 ($=S_{s1} b_1$) ve akitard için de K' ve b' biliniyor ise, önce u'yu pompalanan akifer için (8-6) eşitliğinden, r/B'yi (8-8) eşitliğinden ve $W(u,r/B)$'yi de Şekil 8.9'dan bulduktan sonra, pompalanan akiferde herhangi bir Q değeri için r ışınsal mesafesinde ve t zamanında hidrolik yükteki düşüm (8-9) eşitliğinden hesapla bulunabilir.

Orijinal Hantush ve Jacob (1955) çözümü çok sınırlayıcı iki varsayıma dayalı olarak geliştirilmiştir. Hantush ve Jacob pompalanan akiferden suyun çekilmesi sırasında pompalanmayan akiferdeki hidrolik yükün sabit kaldığını varsaymışlar ve

pompalanan akiferin içine olan sızmanın, sızdıran akitarddaki hidrolik eğim ile orantılı olduğu varsayımında bulunmuşlardır. Birinci varsayımda, pompalanmayan akiferin



Şekil 8.8 Bir sızdıran akifer için *W* (*u*, *r/B*) ile 1/*u* ilişkisinin teorik eğrisi (Walton, 1960'dan).



Şekil 8.9 Sızdıran iki akiferli bir sistemin *W*(*u*, *r/B*$_{11}$, *r/B*$_{21}$, *r*/β_{11}, β_{21}) ile 1/*u* ilişkisinin teorik eğrileri (Neuman ve Witherspoon, 1969a'dan).

pompalanan akifere akitard vasıtasıyla su sağlama kapasitesinin sınırsız olduğu ifade edilmektedir. İkinci varsayımda akitardın depolama kapasitesinin dengesiz çözüm üzerindeki etkisi ihmal edilmiştir (yani S_s'=0 kabul edilmiştir).

Daha sonraki bir makalede Hantush (1960) akitarddaki depolama etkilerinin göz önüne alındığı değişkenmiş bir çözüm ileri sürmüştür. Son zamanlarda Neuman ve Witherspoon (1969a, 1969b) akitardda depolanan sudan su bırakılması ve pompalanmayan akiferdeki yük düşümlerinin ikisini de hesaba katan kesin çözümler üretmişlerdir. Bunların çözümü, dört adet boyutsuz parametrenin hesaplanmasını gerektirmektedir. Şekil 8.7 temel alınarak bu parametreler aşağıdaki gibi tanımlanabilir:

$$\begin{aligned} \frac{r}{B_{11}} &= r\sqrt{\frac{K'}{K_1 b_1 b'}} \\ \frac{r}{B_{21}} &= r\sqrt{\frac{K'}{K_2 b_2 b'}} \\ \beta_{11} &= \frac{r}{4b_1}\sqrt{\frac{K' S_s'}{K_1 S_{s_1}}} \\ \beta_{21} &= \frac{r}{4b_2}\sqrt{\frac{K' S_s'}{K_2 S_{s_2}}} \end{aligned} \tag{8-10}$$

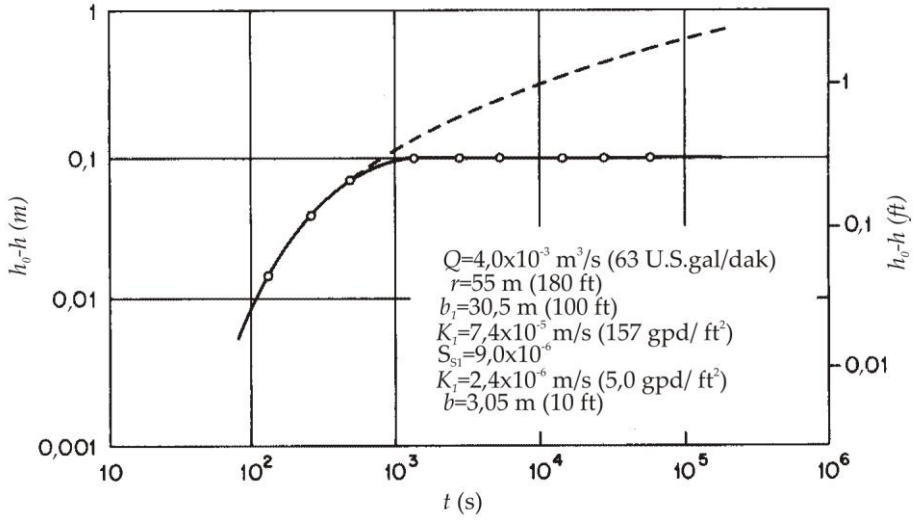
Neuman ve Witherspoon'un çözümleri iki akiferdeki düşümü de kuyuya olan ışınsal mesafenin fonksiyonu olarak ve akitarddakini ise hem ışınsal mesafenin hem de akifer tabanından olan yüksekliğin fonksiyonu olarak vermektedir. Neuman ve Witherspoon'un çözümü aşağıdaki ilişki ile ifade edilebilir:

$$h_o - h(r,z,t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B_{11}, r/B_{21}, \beta_{11}, \beta_{21}) \tag{8-11}$$

Bu kuyu fonksiyonunun tablo halinde sunumu sayfalar dolusu tablo gerektirecektir fakat, çözümlerin karakteristik şekilleri Şekil 8.9'da görülebilir. Bu şekilde, pompalanan akiferin, pompalanmayan akiferin ve akitarddaki üç kotun spesifik *r/B* ve β değerlerindeki teorik tepki eğrileri verilmiştir. Theis çözümü aynı diyagram üzerinde karşılaştırma amacıyla konulmuştur.

Karmaşık bir sistem için basit bir modeli kullanmanın sakıncasına rağmen, Şekil 8.8'de somutlaştırılan *r/B* çözümü sadeliğinden dolayı, sızdıran akifer sistemlerindeki düşümün hesaplanmasında yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Şekil 8.10'da, Şekil 8.8 yardımıyla (8-9) eşitliğinden hesaplanan spesifik bir durumun h_o–h ile t ilişkisi grafik halinde verilmiştir. Düşüm yaklaşık olarak 5 x 10^3 saniye sonra sabit bir seviyeye erişmektedir. Bu noktadan itibaren, *r/B* çözümü, sonsuz depolama kapasitesine sahip olduğu varsayılan üstteki akiferin akitarddan kuyuya doğru su sağlayacak şekilde, sistemde dengeli rejim şartlarının geçerli olduğuna işaret eder. Üstteki akitardın sızdıran cinsten değil de geçirimsiz olması halinde, tepki kesikli çizgiyi takip edecektir. Tahmin edileceği gibi, akiferin üstündeki katmanda ve onun da

üzerindeki akiferin sağlayacağı ilave su kaynağı bulunduğundan, sızdıran akiferlerdeki düşümler sızdırmayan akiferlerdekinden daha azdır. Bu nedenle, Theis denklemine dayalı hesaplamalar sızdıran akiferler için tutucu sonuçlar verir; yani, düşümü olduğundan daha fazla gösterirler, ya da başka bir ifade ile, bir çoklu akifer sisteminde belirli bir pompaj debisi için oluşacak gerçek düşümün Theis denklemi ile hesaplanan değerlere ulaşma ihtimali düşüktür.



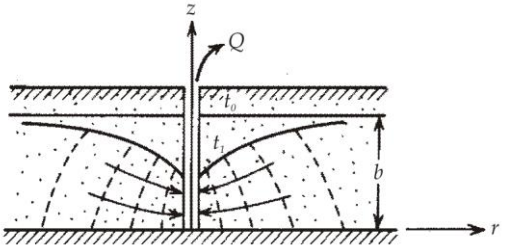
Şekil 8.10 Sızdıran bir akifer için Hantush-Jacob teorisine dayalı h_o–h ile t ilişkisinin hesaplanması.

Serbest Akiferler

Bir basınçlı akiferden pompajla su çekildiği zaman, pompajdan dolayı kuyuya doğru hidrolik eğimler oluşur ve bu da basınç yüzeyinde düşümlere neden olur. Kuyuda üretilen su iki mekanizma ile oluşmaktadır: azalan akışkan basınçları altında akiferdeki suyun genişlemesi ve artan efektif gerilmelerden dolayı (Altbölüm 2.10) akiferin sıkışmasıdır. Jeolojik sistemin suyunun boşalması söz konusu değildir. Pompaj sırasında akiferdeki akış sistemi kuyuya doğru sadece yatay gradyanları içerir; akışın hiçbir düşey bileşeni yoktur. Diğer taraftan, bir serbest akiferden pompajla su çekildiğinde pompajın neden olduğu hidrolik eğimler su tablasının kendisinde bir düşüm konisi oluşturur ve akışın düşey bileşenleri vardır (Şekil 8.11). Kuyuda üretilen su, basınçlı akiferdeki iki mekanizmaya *ek olarak* ayrıca serbest akiferin suyunu kaybetmesi şeklinde oluşmaktadır.

Serbest akiferdeki düşüm konilerinin zamanda ve mekandaki büyümesini hesaplamada kullanılan başlıca üç yaklaşım bulunmaktadır. Kesin çözüm olarak da adlandırabileceğimiz birincisinde, serbest akifer kuyu hidroliği probleminde (Şekil 8.11) doygun-doygun olmayan akış sistemi söz konusudur. Bu sistemde, su tablasındaki düşümler su tablası üzerindeki doygun olmayan su içeriklerindeki

değişimlerle birlikte (Şekil 2.23'te gösterilenler gibi) gelişmektedir. Kesin çözüm, doygun ve doygun olmayan zonları içeren bir sınır değeri probleminin çözümünü gerektirir. Bu tam durumun analitik çözümü Kroszynski ve Dagan (1975) tarafından öne sürülmüş ve birkaç sayısal matematiksel model hazırlanmıştır (Taylor ve Luthin, 1969; Cooley, 1971; Brutsaert vd., 1971). Bu çalışmalardan elde edilen genel sonuç, pompaj sırasında su tablası pozisyonunun su tablası üzerindeki doygun olmayan akışın karakterinden önemli ölçüde etkilenmediği şeklindedir. Başka bir deyişle, doygun-doygun olmayan kesin çözüm kavramsal olarak cazip görünse de, pratik avantajı çok azdır ve doygun olmayan zemin özelliklerini *yerinde* ölçmek son derece zor olduğundan, kesin çözüm çok ender olarak kullanılmaktadır.



Şekil 8.11 Bir serbest akiferdeki kuyuya ışınsal akış.

Şimdiye kadar ele alınanlar arasında en kolay olan ikinci yaklaşımda basınçlı akifer için geçerli olan denklemin [(8-7) eşitliği] aynısı kullanılır fakat, bunda kuyu fonksiyonu [(8-6) eşitliği] depolama katsayısı S yerine özgül verim S_y cinsinden tanımlanır. İletimlilik $T=Kb$ olarak tanımlanmalıdır. Buradaki b, *başlangıçtaki* doygun kalınlıktır. Jacob (1950), düşüm doygun kalınlığa kıyasla küçük olduğu sürece bu yöntemle hesaplanan düşümlerin yaklaşık doğru olduğunu göstermiştir. Yöntem gerçekte Dupuit varsayımlarına (Altbölüm 5.5) dayanmaktadır ve gradyanlar önemli olduğunda geçersizdir.

Pratikte en çok kullanılan üçüncü yaklaşım, gecikmeli su tablası tepkisine dayanmaktadır. Bu yaklaşımın öncülüğünü Boulton (1954, 1955, 1963) yapmış ve Neuman (1972, 1973b, 1975a) tarafından da ileri derecede geliştirilmiştir. Serbest akiferlerdeki pompaj kuyularına komşu piyezometrelerdeki su seviyesi düşümlerinin Theis çözümü ile hesaplanandan daha düşük oranda alçalma eğiliminde olduğu gözlenebilir. Su tablası şartları altındaki zaman-düşüm eğrilerinde gerçekte üç belirgin bölüm vardır. Pompaj başladıktan sonra sadece kısa bir süreyi kapsayan birinci bölüm esnasında serbest akifer basınçlı akiferdeki tepkinin aynısını verir. Depodan suyun anında salıverilmesi akiferin sıkışması ve suyun genişlemesiyle olur. İkinci bölüm esnasında yerçekimi drenajının etkileri hissedilir. Zaman-düşüm eğrisinin eğiminde Theis eğrisine kıyasla bir azalım söz konusudur. Bunun nedeni, düşen su seviyesiyle birlikte gelişen su kaybı olarak kuyuya verilen suyun, basınçlı yüzeydeki aynı azalım ile verilenden daha fazla olmasıdır. Daha sonra oluşan üçüncü bölümde zaman-düşüm verileri tekrar Theis türü eğriye uyma eğilimindedir.

Boulton (1963) bir serbest akiferin zaman-düşüm eğrisinin üç bölümünü de yeniden oluşturabilen yarı ampirik matematik bir çözüm öne sürmüştür. Boulton'ın çözümü pratikte faydalı olsa da hiçbir fiziksel olayla net bir şekilde ilişkili olmayan *gecikme indeksinin* tanımlanmasını gerektirmektedir. Serbest akiferlerdeki gecikmeli tepkiye neden olan fiziksel süreçleri aydınlatmak amacıyla son yıllarda bir hayli çalışma yapılmıştır (Neuman, 1972; Streltsova, 1972; Gambolati, 1976). Gecikme indeksinin Boulton'ın başlangıçta kabul ettiği gibi bir akifer sabiti olmadığı şimdi daha iyi anlaşılmaktadır. Akış sisteminde gelişen düşey bileşenlerle ilişkili olan gecikme sistemi muhtemelen yarıçap *r*'nin ve belki de zaman *t*'nin bir fonksiyonudur.

Neuman (1972, 1973b, 1975a) çözümü ayrıca zaman-düşüm eğrisinin üç bölümünü yeniden oluşturur ve herhangi bir ampirik sabitin tanımını gerektirmez. Neuman yöntemi düşey akış bileşenlerinin varlığını kabul eder ve düşümün ($h–h_o$) genel çözümü Şekil 8.11'de tanımlandığı gibi *r* ve *z*'nin her ikisinin fonksiyonudur. Eğer *ortalama düşüm* göz önüne alınırsa Boulton'un genel çözümü sadece *r*'nin fonksiyonu olan bir çözüme indirgenir. Boulton'ın kompleks analitik çözümü aşağıdaki sadeleştirilmiş şekilde ifade edilebilir:

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, u_B, \eta) \tag{8-12}$$

Burada, $W(u_A,u_B,\eta)$ *serbest kuyu fonksiyonu* olarak bilinir ve $\eta=r^2/b^2$'dir. Şekil 8.12 η'nın değişik değerleri için bu fonksiyonun bir grafiğidir. Şekil 8.12'nin Theis eğrisinin soluna doğru gelişen ve daha erken zamanda takip edilen Tip *A* eğrileri aşağıdaki bağıntı ile ifade edilirler:

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, \eta) \tag{8-13}$$

Burada,

$$u_A = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

ve *S* de kuyuya anında su verilmesinde etkili olan elastik depolama katsayısıdır. Şekil 8.12'de sağ taraftaki Theis eğrisine asimtot olan ve daha sonraki zaman aralığında takip edilen Tip *B* eğrileri,

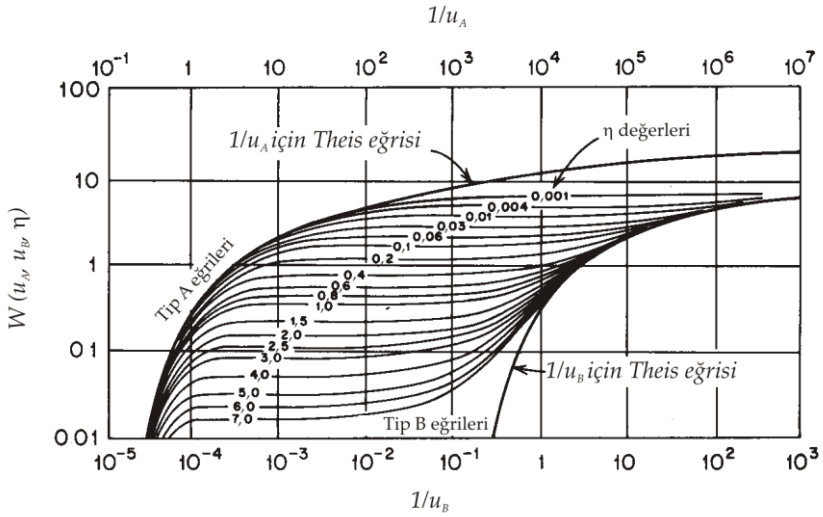
$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T} W(u_B, \eta) \tag{8-14}$$

ile tanımlanır. Burada,

$$u_B = \frac{r^2 S_y}{4Tt}$$

ve S_y de kuyuya suyun gecikmeli olarak verilmesinden sorumlu özgül verimdir.

Yatay hidrolik iletkenliği K_r ve düşey hidrolik iletkenliği de K_z olan anizotrop akifer için η parametresi aşağıdaki gibi ifade edilir:



Şekil 8.12 Bir serbest akifer için $W(u_A, u_B, \eta)$ ile $1/u_A$ ve $1/u_B$ ilişkisinin teorik eğrileri (Neuman, 1975a'dan).

$$\eta = \frac{r^2 K_z}{b^2 K_r} \tag{8-15}$$

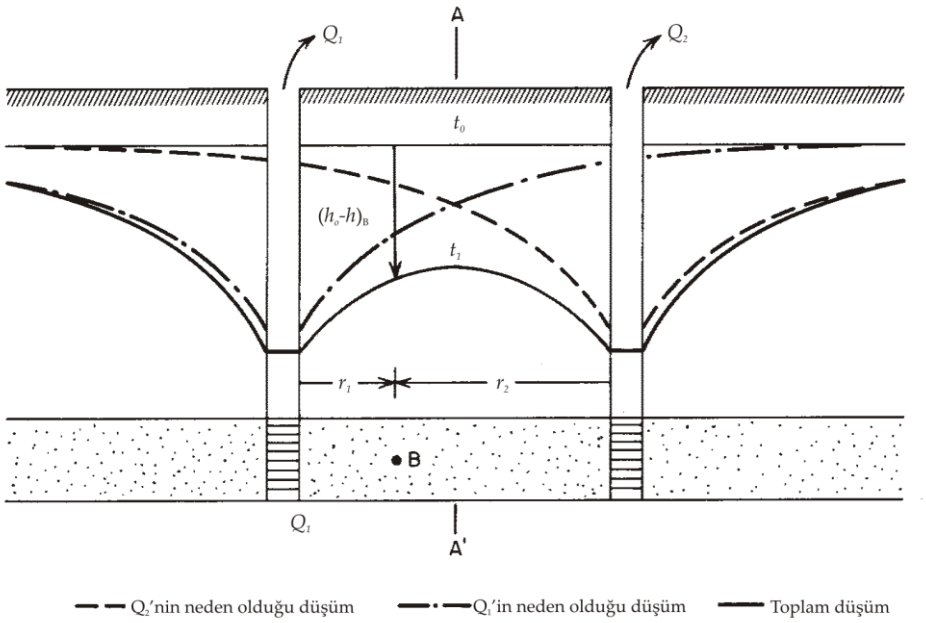
Akifer izotrop ise $K_z=K_r$ ve $\eta=r^2/b^2$'dir. İletimlilik $T=K_r b$ olarak tanımlanır. (8-12)'den (8-15)'e kadar olan eşitlikler sadece S_y'nin S'den çok büyük ve $h_o–h$'ın da b'den çok küçük olduğu zaman geçerlidir.

Bir pompaj kuyusundan herhangi bir r ışınsal mesafesinde ve herhangi t zamanındaki ortalama düşümün hesaplanması Q, S, S_y, K_r, K_z ve b verildiği zaman (8-13)'den (8-15)'e olan eşitlikler vasıtasıyla bulunabilir.

Çok Kuyulu Sistemler, Değişen Pompaj Debileri, Gecikmeli Verim, Kısmî Penetrasyon

Birden fazla kuyudan pompajın yapıldığı basınçlı bir akiferde herhangi bir noktada hidrolik yükteki düşüm kuyuların her birinde diğerlerinden bağımsız olarak meydana gelen düşümlerin toplamına eşittir. Şekil 8.13'de $Q_1=Q_2$ debileri ile çekim yapan iki kuyu arasında bulunan B noktasındaki düşüm ($h_o–h$) şematik olarak görülmektedir. $Q_1 \neq Q_2$ olması halinde sistemin $A–A'$ düzlemine göre simetrisi bozulur fakat prensipler değişmez.

Q_1, Q_2, . . . Q_n debileri ile çekim yapan n sayıdaki kuyudan oluşan sistemde kuyulardan uzaklığı r_1, r_2, . . . r_n olan bir noktadaki düşümün hesaplanması Theis çözümlerinin aritmetik toplamıyla aşağıdaki denklemden bulunur:



Şekil 8.13 İki kuyuda Q_1=Q_2 debileri ile çekim yapılan basınçlı bir akiferin potansiyometrik yüzeyinde düşüm.

$$h_o - h = \frac{Q_1}{4\pi T}W(u_1) + \frac{Q_2}{4\pi T}W(u_2) + \cdots + \frac{Q_n}{4\pi T}W(u_n) \qquad (8\text{-}16)$$

Burada,

$$u_i = \frac{r_i^2 S}{4Tt_i} \qquad i = 1,2,\ldots\ldots n$$

ve t_i de debisi Q_i olan kuyuda pompaj başladıktan sonra geçen zamandır.

Yukarıda özetlenen düşümlerin bileşenlerinin toplanması işlemi, çözümlerle bulunan değerlerin üst üste getirildiği bir uygulamadır. Basınçlı bir akiferdeki dengesiz akışta akış denklemi [(8-1) eşitliği] doğrusal olduğundan (yani $\partial h/\partial r \cdot \partial h/\partial t$ formunda çapraz terim bulunmadığından) bu yaklaşım geçerlidir. Üst üste ekleme ilkesinin bir diğer uygulaması da başlangıçta Q_o debisi ile çeken ve daha sonra ΔQ_1, ΔQ_2, . . . , ΔQ_m artışlarıyla Q_1, Q_2, . . . Q_m debilerinde kademeli olarak çekim yapan sadece bir kuyunun durumudur. Pompaj kuyusundan r ışınsal mesafesindeki düşüm miktarı aşağıdaki bağıntı ile bulunur:

$$h_o - h = \frac{Q_0}{4\pi T}W(u_0) + \frac{\Delta Q_1}{4\pi T}W(u_1) + \cdots + \frac{\Delta Q_m}{4\pi T}W(u_m) \qquad (8\text{-}17)$$

Burada,

$$u_j = \frac{r_i^2 S}{4Tt_j} \qquad j = 0,1,2,\ldots\ldots m$$

ve t_j de Q_j debisi başladıktan sonra geçen zamandır.

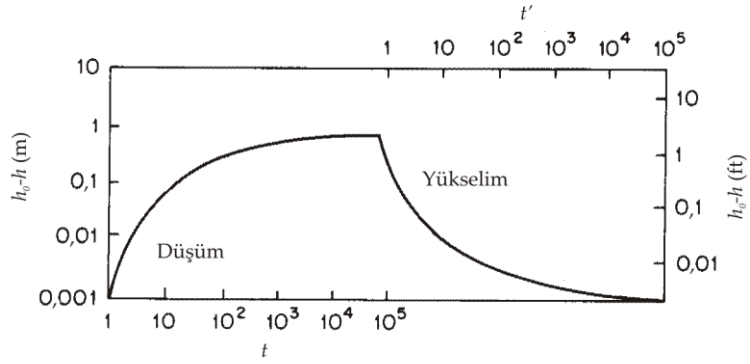
Üst üste ekleme ilkesinin üçüncü uygulaması bir kuyuda pompaj durduktan sonraki gecikmeli verimidir. Pompaj başladıktan sonraki zaman t ve pompaj durduktan sonra geçen zaman da t' ise, kuyudan r ışınsal mesafesindeki düşüm:

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T}\left[W(u_1) - W(u_2)\right] \tag{8-18}$$

Burada,

$$u_1 = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad \text{ve} \quad u_1 = \frac{r^2 S}{4Tt'}$$

dür. Şekil 8.14'de pompaj periyodu sırasında oluşan düşümler ve gecikmeli verim döneminde kalan artık düşümler görülmektedir.



Şekil 8.14 Bir akiferde pompaj durduktan sonra hidrolik yükteki yükselimin şematik diyagramı.

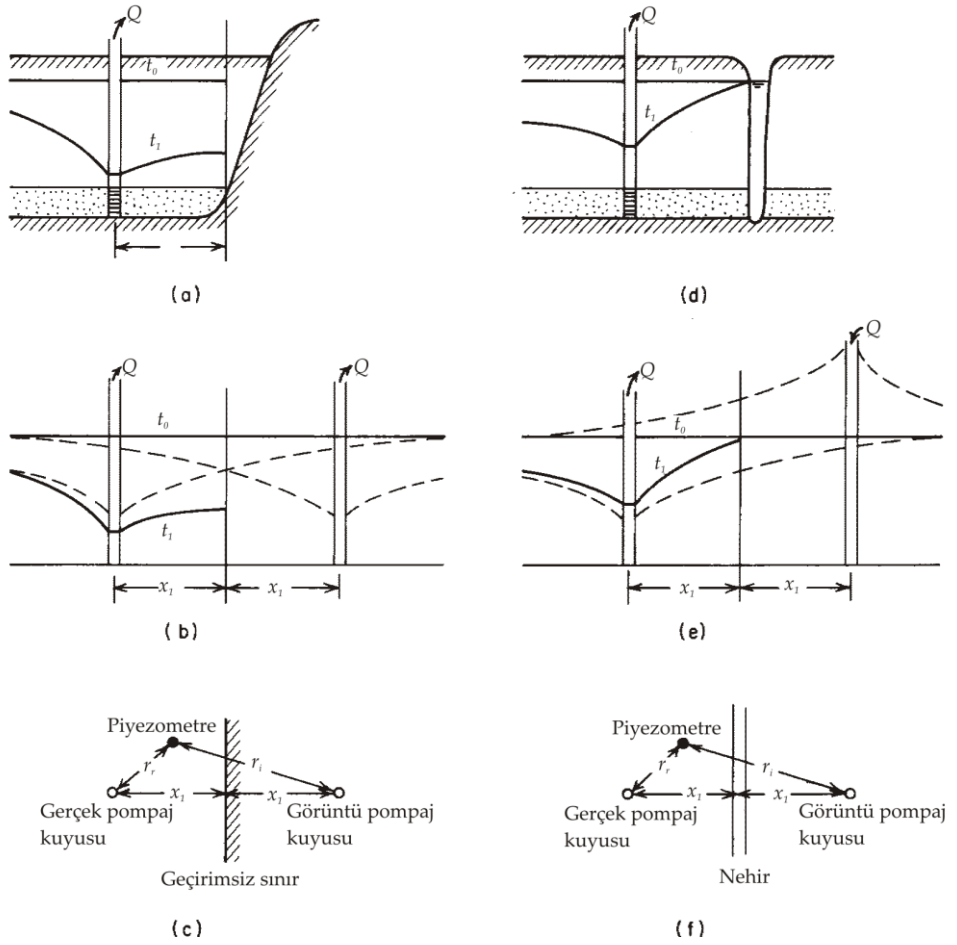
Geliştirilmesi söz konusu olan akiferi tamamen kat eden bir kuyunun tasarımı her zaman mümkün değildir (veya gerekli olmayabilir). Bu durum özellikle serbest akiferler için geçerlidir fakat, kalın basınçlı akiferler için de söz konusu olabilir. Akiferi tamamen kat eden kuyular için bile, filitreler sadece akiferin belli bir kalınlığı boyunca yerleştirilebilir.

Kısmî penetrasyon kuyu yakınında düşey akış gradyanlarına neden olur ve bu da tam penetrasyon çözümlerinin yanlış olmasına yol açar. Hantush (1962) akiferi kısmen kat eden kuyulara Theis çözümünün benzetişimlerini yapmış ve Hantush (1964) bu çözümleri hem basınçlı akiferler hem de sızdıran basınçlı akiferler için gözden

geçirmiştir. Dagan (1967), Kipp (1973) ve Neuman (1974) serbest akiferlerde kısmî penetrasyonun etkilerini değerlendirmiştir.

Sınırlı Akiferler

Basınçlı bir akiferin bir tarafında düz çizgi şeklinde geçirimsiz bir sınır bulunması halinde pompajdan dolayı bu sınır yakınında oluşacak düşümler, alansal uzanımı sonsuz olan akiferde Theis çözümü ile bulunan düşümden daha büyük olacaktır [Şekil 8.15(a)]. Böyle sistemlerdeki düşümü hesaplamada ısı akışı teorisinde çokça kullanılan görüntüler yöntemi yeraltı suyu ortamlarına uygulanmıştır (Ferris vd., 1962).



Şekil 8.15 (a) Geçirimsiz bir sınır ile çevrili basınçlı bir akiferin potansiyometrik yüzeyinde düşüm; (b) sonsuz uzanımlı eşdeğer sistem; (c) plan görünümü; (d) geçirimli bir sınır ile çevrili basınçlı bir akiferin potansiyometrik yüzeyinde düşüm; (e) sonsuz uzanımlı eşdeğer sistem; (f) plan görünümü.

Bu yaklaşımdaki gerçek sınır yerine sadece analiz amacıyla alansal uzanımı sonsuz olan bir görüntü sistemi konur [Şekil 8.15(b)]. Bu sistemde sol taraftaki gerçek kuyu ve sağdaki görüntü kuyu olmak üzere pompaj yapan iki kuyu bulunmaktadır. Görüntü kuyu gerçek kuyunun pompaj debisi Q ile aynı oranda çekim yapmakta ve sınırdan x_1 uzaklığında bulunmaktadır. Sonsuz sistemdeki iki düşümü (Şekil 8.13'deki iki kuyulu durum ile aynı tarzda) toplarsak, bu pompaj geometrisinin sonsuz sistemde hayalî bir geçirimsiz sınır (yani bir tarafından diğer tarafına akışın olmadığı sınır) oluşturacağı açıkça görülür. Bu hayalî sınırın pozisyonu, sınırlı sistemdeki gerçek geçirimsiz sınır ile aynıdır. Şekil 8.15(c)'den hareketle, bir tarafı geçirimsiz sınırdan oluşan akiferde düşüm aşağıdaki bağıntıdan bulunur:

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T}\left[W(u_r) + W(u_i)\right] \tag{8-19}$$

Buradaki u_r'nin açılımı aşağıdaki gibidir:

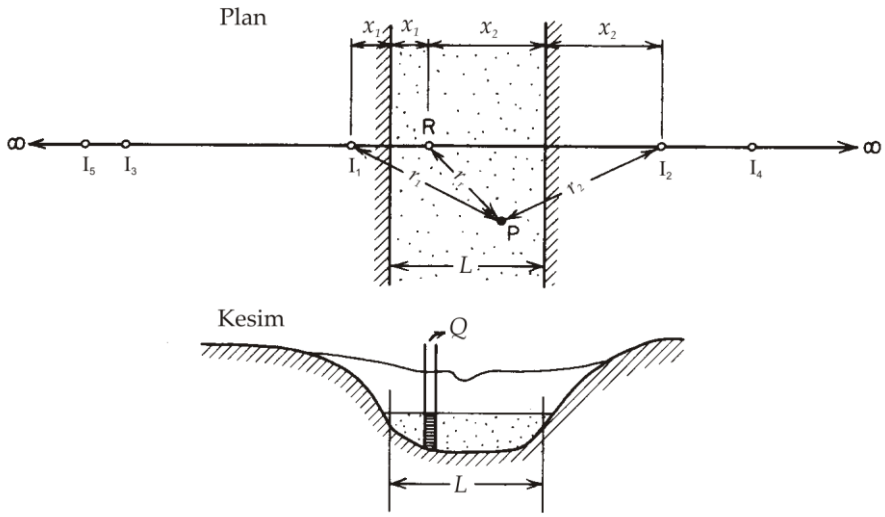
$$u_r = \frac{r_r^2 S}{4Tt} \quad \text{ve} \quad u_i = \frac{r_i^2 S}{4Tt}$$

Aynı yaklaşım, nehrin akiferi tüm kalınlığı boyunca kat ettiği ve biraz da gerçekçi olmayan durumun [Şekil 8.15(d)] neden olduğu gibi, basınçlı bir akiferde sabit yük sınırındaki azalan düşümleri hesaplamada da kullanılabilir. Bu durumdaki hayalî sonsuz sistem [Şekil 8.15(e)] gerçek bir pompaj kuyusu ile enjeksiyon görüntü kuyusundan oluşur. Pompaj kuyusunda oluşan düşüm konisi ile enjeksiyon kuyusunda oluşan yükselim konisinin toplamından, bir tarafı sabit yük (veya geçirimli sınır ile) çevrili basınçlı akiferdeki düşüm şu bağıntıdan bulunur:

$$h_o - h = \frac{Q}{4\pi T}\left[W(u_r) - W(u_i)\right] \tag{8-20}$$

Buradaki u_r ve u_i'nin tanımı (8-19) eşitliğindeki gibidir.

Görüntü kuyu teorisini birden fazla sınırı olan sistemlerdeki düşümü hesaplamada kullanmak da mümkündür. Ferris vd. (1962) değişik birkaç geometrik konfigürasyonu incelemişlerdir. En gerçekçi olanlardan biri (Şekil 8.16) nispeten düz (kıvrımsız) bir nehir vadisindeki basınçlı alüvyon akiferindeki pompaj kuyusu uygulamasıdır. Bu durumdaki hayalî sonsuz sistem gerçek pompaj kuyusu R, soldaki geçirimsiz sınırdan eş uzaklıkta bir görüntü kuyu I_1 ve sağdaki geçirimsiz sınırdan eş uzaklıkta bir görüntü kuyu I_2'den oluşmalıdır. Görüntü sisteminde ortaya çıkan sonuç, her bir yönde sonsuza doğru sıralanmış pompaj kuyularıdır. Şekil 8.16'daki P noktasında düşüm, bu sonsuz dizide yer alan kuyulardaki etkilerin toplamıdır. Pratikte bu görüntü kuyular, en uzaktaki görüntü kuyu çiftinin su tablasındaki değişime etkisinin ihmal edilebilir olduğu noktaya kadar yerleştirilir (Bostock, 1971).



Şekil 8.16 Geçirimsiz sınırlar ile çevrili bir akarsu vadisindeki basınçlı akiferde pompaj için görüntü kuyu sistemi.

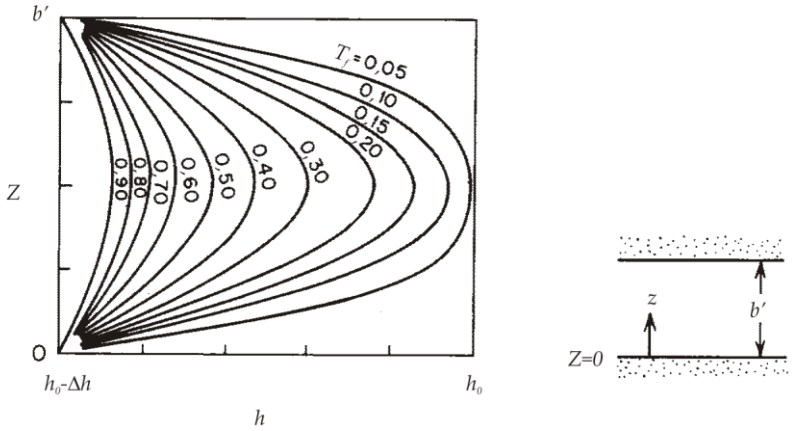
İdeal Akitardların Tepkisi

İşletmeye elverişli basınçlı akiferlerin jeolojik olarak en yaygın oluşumlarına akifer ve akitardların ardalandığı sedimenter sistemlerde rastlanır. Akitardlar çoğu zaman akiferlerden daha kalındır; geçirgenlikleri düşük olmalarına rağmen depolama kapasiteleri çok büyük olabilir. Bir üretim kuyusunun erken pompaj aşamasında akiferden kuyuya gelen suyun çoğu akiferdeki basıncın ortadan kalkmasından ileri gelir. Zaman ilerledikçe akitardın sızdırma özellikleri devreye girer ve daha sonraki evrelerde kuyuya giren suyun büyük çoğunluğunu akitarddan sızan su oluşturur. Çoğu akifer-akitard sistemlerinde suyu *akitardlar temin eder*, üretilen suyu da kuyuya *akiferler taşır*. Bu nedenle, hem akitardların hem de akiferlerin tepkilerini ortaya koymak büyük önem taşımaktadır.

Sızdıran akiferlerle ilgili daha önceki açıklamalarda iki teoriden bahsedilmişti. Bunlardan biri, Şekil 8.8'deki $W(u,r/B)$ eğrilerini kullanan Hantush-Jacob teorisi, diğeri de Şekil 8.9'daki $W(u,r/B_{11},\ r/B_{21},\beta_{11},\beta_{21})$ eğrilerini kullanan Neuman-Witherspoon teorisidir. Akitardın depolama özelliklerini dikkate almayan Hantush-Jacob teorisi, akitardın tepkisinin belirlenmesi için elverişli değildir. (8-11) formundaki Neuman-Witherspoon çözümü, akitarddaki (Şekil 8.7) herhangi bir z kotunda herhangi bir t zamanındaki hidrolik yük $h(r,z,t)$'yi hesaplamada kullanılabilir. Ancak, birçok durumda daha basit bir yaklaşımı kullanmak da amaç için uygun olabilir. Akitardların hidrolik iletkenliklerinin logaritmik olarak akiferlerinkinden 2 derece daha küçük olması halinde akiferlerdeki akışın yavaş olduğu ve akitardlardaki sızmanın da düşey olduğu varsayılabilir. Akiferdeki herhangi bir noktada $h(r,t)$ hesaplanabilir veya ölçülebilirse, akiferi üzerleyen akitarddaki bir noktada hidrolik yük $h(z,t)$ modern

zemin mekaniğinin kurucusu Karl Terzaghi tarafından geliştirilen bir boyutlu akış teorisinden hesaplanabilir.

Alttan ve üstten akifer ile sınırlanan ve kalınlığı da b' olan (Şekil 8.17) bir akitardı göz önüne alalım. Akitarddaki başlangıç şartı bir sabit yük ($h=h_o$) ise ve bitişik akiferlerdeki düşümler de anlık adım fonksiyonu Δh ile temsil edilebilirse, sistem aşağıdaki bir boyutlu sınır değeri problemi ile temsil edilebilir.



Şekil 8.17 Komşu iki akiferde hidrolik yükteki kademeli düşüme ideal akitardın tepkisi.

(2-76) eşitliğinden akım denkleminin bir boyutlu şekli aşağıdaki gibidir:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{\rho g(\alpha' + n'\beta)}{K'} \frac{\partial h}{\partial t} \tag{8-21}$$

Bağıntıda üs işareti ile verilen parametreler akitard özellikleridir. Başlangıç şartı,

$$h(z,0)=h_o$$

dır ve sınır şartları da:

$$h(0,t)=h_o-\Delta h$$

$$h(b',t)=h_o-\Delta h$$

şeklindedir. Terzaghi (1925) bu sınır değeri problemi için bir çözüm geliştirmiştir. Terzaghi killerde $n'\beta'$nın (8-21) eşitliğindeki α' nden çok küçük olduğunu belirtmiştir. Geri kalan akitard özelliklerini

$$c_v = \frac{K'}{\rho g \alpha'} \tag{8-22}$$

şeklinde tanımlanan ve *konsolidasyon katsayısı* olarak bilinen tek bir parametre içinde gruplandırmıştır. Terzaghi ayrıca,

$$T_f = \frac{4c_v t}{(b')^2} \tag{8-23}$$

şeklinde ifade edilen boyutsuz zaman faktörü T_f'yi tanımlamıştır. Akitard parametreleri c_v ile geometrik parametre b' nün bilinmesi halinde herhangi bir zamandaki T_f hesaplanabilir.

Şekil 8.17 Terzaghi'nin $h(z,T_f)$ çözümünün grafikteki gösterimidir. Bu grafikten, akiferlerin hidrolik yüklerindeki düşüş Δh bilindiği sürece, iki verimli akifer arasında bulunan akitardda herhangi bir t zamanında ve herhangi bir z kotundaki hidrolik yükün hesaplanması mümkündür. Bu çözümün sadece bir taraftan drene olan akitard için uygulaması da vardır. Meselâ, Şekil 8.17'deki küçük şekilde akitardın alt sınırının geçirimsiz olması halinde, $h(z,t)$'nin hesaplanması için şekildeki eğrilerin sadece üst yarıları kullanılır. z=0 çizgisi şeklin ortasından geçer ve c_y ile T_f parametreleri de yukarıdaki gibi tanımlanır. Wolff (1970) bir boyutlu akitard tepkisi kavramına dayalı bir durum analizi yapmıştır.

Altbölüm 8.6'da açıklandığı gibi, akitard tepkisinin belirlenmesi ve akitard parametrelerinin tanımlanmasında bu teorinin tersinden uygulanması, kirletici göçünü (9. Bölüm) ve oturmayı (Altbölüm 8.12) belirlemede de önemlidir.

Gerçekteki Durumlar

Bu altbölümde sunulan analitik çözümlerin her biri gerçek akifer konfigürasyonlarının çok ideal bir şekilde temsil edildiği durumdaki pompaja tepkiyi tanımlamaktadır. Gerçek arazi şartlarında akiferler heterojen ve anizotroptur. Kalınlıkları genellikle değişken olup, uzanımları da sonsuz değildir. Bir sınır ile kuşatıldığı yerlerde sınırlar mükemmel bir kuşatılma sağlayacak şekilde düz çizgilerden oluşmamaktadır. Gerçek anlamdaki akiferler düzensiz stratigrafi, katmanların parmaklanması ve gerek akiferlerin ve gerekse akitardların çıkıntı ve girintilerinden oluşan karmaşık jeolojik süreçler neticesinde ortaya çıkmışlardır. Bu altbölümde sunulan analitik ifadelerle yapılan hesaplamalar en iyi tahminler olarak değerlendirilmelidir. Hidrojeolojik ortam idealleştirilmiş konfigürasyona ne kadar yaklaşırsa, bulunan sonuçlar da o ölçüde gerçeğe yakın olur.

Söz konusu çalışma sadece bir kuyu veya kuyulardan oluşan bir sistem olduğu zaman kuyu hidroliği denklemlerinin uygulanması genellikle çok elverişlidir. Çalışma konusu bir akiferin tamamı veya tam bir yeraltı suyu havzası ise kuyu hidroliği denklemlerinin uygulanma oranı o kadar fazla değildir. Kuyuların yakın civarındaki kısa dönem verimleri akifer özelliklerine ve kuyunun bulunduğu arazinin geometrisine çok bağlıdır. Bunların ikisi de kuyu hidroliği denklemlerinde son derece önem taşımaktadır. Bir akifer ölçeğindeki uzun dönem verimleri çoğu zaman sınırların karakteri tarafından kontrol edilmektedir. Daha büyük ölçekteki akifer çalışmaları genellikle sayısal benzetişime veya elektrik analog tekniklerine dayalı modeller yardımıyla yapılmaktadır. Bu yaklaşımlar Altbölüm 8.8 ve 8.9'da ele alınmıştır.

Bu altbölümde geliştirilen denklemler ve daha sonraki altbölümlerde tanımlanan benzetişim teknikleri ile bir akiferde kuyulardaki yeraltı suyu geliştirilmesine tepki olarak gelişen hidrolik yükteki düşümler hesaplanabilir. Bunun için gerekli olan girdiler hidrolik iletkenlik (K), gözeneklilik (n) ve sıkışabilirlikten (α) oluşan üç temel hidrojeolojik parametre veya, iletimlilik (T) ve depolama katsayısı (S) gibi türetme yoluyla bulunmuş iki akifer parametresidir. Bu parametreleri ölçmede kullanılan çok değişik teknikler vardır. Bir sonraki altbölümde *laboratuvar deneylerini*, Altbölüm 8.5'de *piyezometre deneylerini*, ve Altbölüm 8.6'da *pompaj deneylerini* ele alacağız. Altbölüm 8.7'de bazı *hesaplama tekniklerini* ve Altbölüm 8.8'de *ters benzetişim* ile akifer parametrelerini inceleyeceğiz. Bu altbölümde sunulan formüller Altbölüm 8.6'da tanımlanan pompaj deneyi yaklaşımının temelini oluşturmaktadır.

8.4 Parametrelerin Ölçümü: Laboratuvar Deneyleri

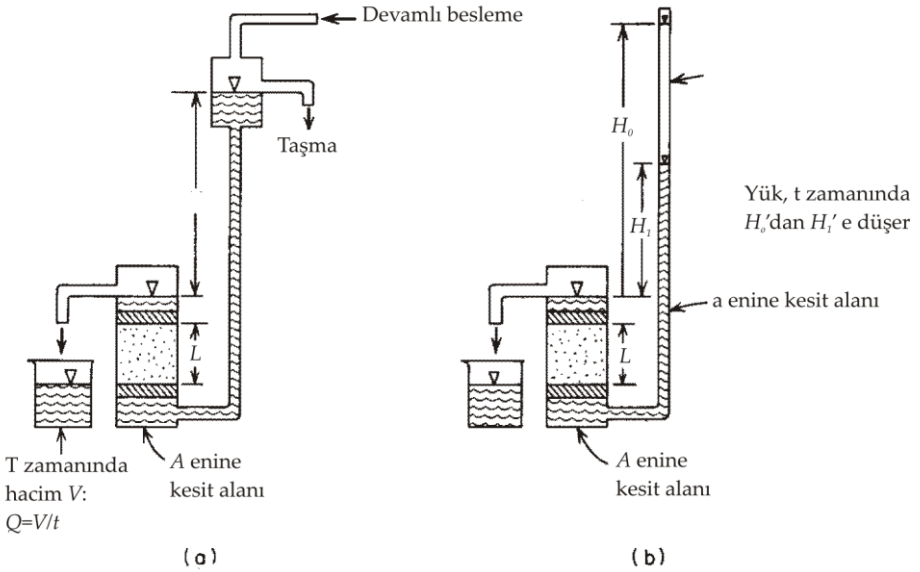
Bu altbölümde tanımlanan laboratuvar deneyleri temel hidrojeolojik parametreler için nokta değerleri sağlayan yöntemler olarak değerlendirilir. Arazideki deneme sondajı sırasında veya yüzeysel çökellerin haritalanması sırasında alınan küçük örnekler üzerinde yapılır. Örnekler örselenmemiş karotlardan oluşuyorsa, ölçülmüş olan değerler *yerinde* nokta değerlerini temsil eder. Çakıl ve kumlar için örselenmiş örnekler bile bazı faydalı değerler verebilir. Doygun haldeki hidrolik iletkenlik, gözeneklilik ve sıkışabilirliğin belirlenmesinde kullanılan bu deney yöntemlerini tanımlayacağız ve doygun olmayan durumdaki su içeriği, hidrolik yük ve hidrolik iletkenlik ile ilişkili karakteristik eğrilerin belirlenmesindeki kaynakları vereceğiz. Biz burada sadece prensipler üzerinde duracağız; her bir deney düzeneğinin daha kapsamlı tanımlamaları için okuyucunun Lambe (1951)'in zemin deney kılavuzuna, American Society of Testing Materials (1967)'ın geçirgenlik el kitabına veya Black (1965) tarafından derlenen zemin analiz yöntemleri ile ilgili makalelerin özetine başvurması önerilir. Açıklamalarımız kayadan ziyade zemin üzerinde olacak fakat, ölçüm ilkeleri aynıdır. Jaeger (1972) tarafından yazılan kitapta kayada deney prosedürleri üzerinde durulmuştur.

Hidrolik İletkenlik

Hidrolik iletkenlik K Altbölüm 2.1'de tanımlanmış ve geçirgenlik k ile ilişkisi Altbölüm 2.3'de ortaya konmuştur. Bir zemin örneğinin doygun hidrolik iletkenliği iki çeşit laboratuvar düzeneği ile ölçülebilir. *Sabit seviyeli permeametre* olarak bilinen birinci tip Şekil 8.18(a)'da; *düşen seviyeli permeametre* olarak bilinen ikinci tip de Şekil 8.18(b)'de görülmektedir.

Sabit seviyeli bir deneyde uzunluğu L ve enine kesit alanı A olan bir zemin örneği silindirik bir tüpte iki gözenekli levha arasına konur ve tüm örnekte sabit bir H seviye uygulanır. Darcy yasasının basit bir uygulamasından,

$$K=QL/AH \tag{8-24}$$



Şekil 8.18 (a) Sabit seviyeli permeamtre; (b) düşen seviyeli permeametre (Todd, 1959'dan).

ifadesi elde edilir. Burada, Q: sistem boyunca gelişen dengeli hacimsel boşalımdır. Sistemde kapanlanmış hava olmaması gerekir ve bu nedenle de havası alınmış su kullanılması daha uygun olur. Örselenmiş örneklerin permeametrede test edilmesi halinde doyurma işlemi aşağıdan yukarı doğru olmalıdır.

Düşen seviyeli deneyde [Şekil 8.18(b)], kesit alanı a olan tüpteki yük t zaman aralığında H_o'dan H_1'e düşer. Hidrolik iletkenlik aşağıdaki bağıntıdan bulunur:

$$K = \frac{aL}{At} \ln\left(\frac{H_o}{H_1}\right) \tag{8-25}$$

Bu denklem, zemin örneği içinde gelişen bir boyutlu dengesiz akımı tanımlayan basit sınır değeri probleminden türetilebilir (Todd, 1959). Yük düşümünün belirli bir zaman aralığında kolaylıkla ölçülebilmesi için, düşey tüpün çapının test edilen zemin örneğine göre seçilmesi gerekir. Lambe (1951) iri kumlarda kullanılacak düşey tüpün çapının yaklaşık olarak permeametre çapında alınmasının amaç için uygun olacağını; ince siltlerde ise permeametre çapının onda biri kadar düşey tüp çapının gerekli olduğunu öne sürmüştür. Lambe $(H_oH_1)^{0,5}$ noktasının düşey tüp üzerinde işaretlenmesini de tavsiye etmektedir. Yükün H_o'dan $(H_oH_1)^{0,5}$'e düşmesi için gerekli zaman, $(H_oH_1)^{0,5}$'den H_1'e düşüş için gerekli zamana eşit değil ise, deney sağlıklı olarak yapılmamış demektir ve sistemde sızma veya kapanlanmış hava olup olmadığının kontrol edilmesi gerekir.

Klute (1965a) 0,01 cm/dak'dan daha büyük iletkenliklerde sabit seviyeli sistemin; daha düşük iletkenliklerde ise düşen seviyeli sistemin daha elverişli olduğunu kaydetmiştir. Klute ayrıca arazi örneklerinin iletkenlik tayinlerinde çok düzgün ve özenli ölçümlerin gerekli olmadığını belirtmiştir. Örnekler arasındaki değişim

genellikle büyük olduğundan, bir örneğin iletkenliğinin hassas bir şekilde ölçüldüğünün garantisi yoktur.

Killi malzemeler için hidrolik iletkenlik genellikle konsolidasyon deneyinden belirlenmektedir. Bununla ilgili tanımlama aşağıda sıkışabilirlik altbaşlığı altında verilmiştir.

Gözeneklilik

Tanımı Altbölüm 2.5'de yapılan gözeneklilik (n) prensip olarak en kolay şu şekilde belirlenmektedir: numune önce doyurulur, hacmi (V_T) ölçülür, tartılır ve sonra da etüvde 105 ^{0}C'da ağırlığı sabit kalana kadar kurutulur. Kurutma sırasında kaybolan suyun ağırlığı bilinen yoğunluk ilişkisinden hareketle hacime dönüştürülür. Bu hacim, boşluk hacmine (V_v) eşdeğer olup, gözeneklilik $n=V_v/V_T$ şeklinde hesaplanabilir.

Belirli bir hacimdeki örneği pratikte tamamen doyurmak genellikle oldukça zordur. Bunun yerine genellikle, gözenekliliğin temel tanımından basit bir aritmetik manipülasyon ile geliştirilebilen aşağıdaki bağıntı (Vomocil, 1965) kullanılmaktadır:

$$n=1-(\rho_b/\rho_s) \tag{8-26}$$

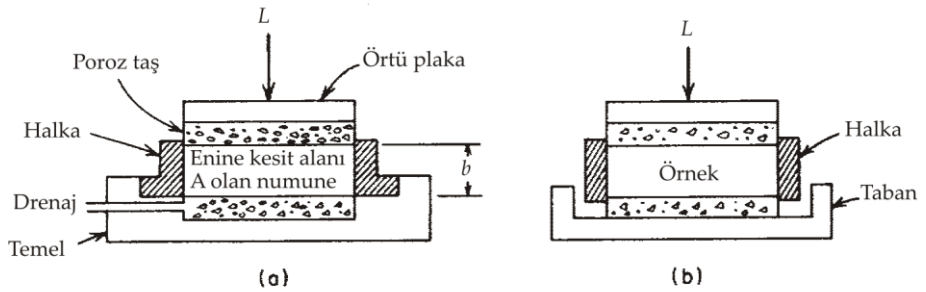
(8-26) eşitliğinde ρ_b: numunenin *yığınsal kütle yoğunluğu* ve ρ_s: *partikül kütle yoğunluğudur*. Yığınsal kütle yoğunluğu etüvde kurutulmuş numune kütlesinin o numunenin arazideki hacmine bölümüdür. Partikül kütle yoğunluğu ise etüvde kurutulmuş kütlenin (su-yerdeğiştirme deneyinden bulunan) katı partiküllerin hacmine oranıdır. Büyük ölçüde hassasiyetin gerekli olmadığı durumlarda çoğu zeminler için ρ_s=2,65 g/cm^3 alınabilir.

Sıkışabilirlik

Bir gözenekli ortamın sıkışabilirliği Altbölüm 2.9'da Şekil 2.19'un da yardımıyla tanımlanmıştı. Bir zeminde artan efektif gerilme altında gelişen göreceli hacim azalmasının bir ölçüsüdür. Sıkışabilirlik genellikle zemin mühendislerinin kullandığı türdeki konsolidasyon düzeneğinden ölçülmektedir. Bu deneyde, zemin numunesi Şekil 2.19(a)'da görülen tipte bir yükleme hücresi içine yerleştirilir. Hücreye bir L yükü uygulanarak σ gerilmesi oluşturulur $\sigma=L/A$ şeklinde ifade edilen gerilme bağıntısındaki A numunenin enine kesit alanıdır. Numune doygun halde ve numune sınırlarındaki akışkan basıncı da atmosferik basınçta ise (yani numune serbest halde drene oluyorsa), numunenin konsolide olmasını sağlayan efektif gerilme σ_e uygulanan gerilme σ'ya eşittir.

Örnek kalınlığındaki azalım (b) birkaç yükleme artışından sonra oluşan denge durumunda ölçülür ve elde edilen sonuçlar Şekil 2.19(b)'de gösterilen ve boşluk oranı (e) ile efektif gerilme (σ_e) ilişkisini gösteren grafiğe dönüştürülür. Sıkışabilirlik (α) böyle bir grafikten aşağıdaki denklem vasıtasıyla belirlenir:

$$\alpha=-\frac{de/(1+e_0)}{d\sigma_e} \tag{8-27}$$



Şekil 8.19 (a) Sabit halka konsolidometresi; (b) yüzer halka konsolidometresi (Lambe, 1951'den).

Burada, e_o=yükleme öncesindeki ilksel boşluk oranıdır. Altbölüm 2.9'da belirtildiği gibi, α uygulanan gerilmenin bir fonksiyonudur ve önceki yükleme tarihçesine bağlıdır.

Lambe (1951) deney prosedürünün ayrıntılarını vermiştir. En yaygın yükleme yöntemi, bir ucuna bilinen büyüklükteki ağırlıkların asıldığı kollu sistemdir. Çok kullanılan iki çeşit yükleme hücresi vardır. *Sabit halkalı* hücrede [Şekil 8.19(a)] halkaya göre numunenin göreceli hareketi aşağı doğrudur. *Yüzen halkalı* hücrede [Şekil 8.19(b)] sıkışma numunenin altından ve üstünden ortasına doğru gelişir. Yüzen halka sisteminde halka duvarı ile zemin numunesi arasındaki sürtünme sabit halka sistemindekinden daha küçüktür. Bunların ikisinde de meydana gelen sürtünmenin büyüklüğünü ölçmek pratikte zordur ve etkisi de minör olduğundan genellikle ihmal edilmektedir. Kohezyonsuz kumlar genellikle örselenmiş örnekler olarak test edilir. Kohezyonlu zeminlerin konsolidometre halkalarına uyabilmesi için çok dikkatlice traşlanması gerekir.

Zemin mekaniği terminolojisinde $e - \sigma_e$ eğrisinin eğimine *sıkışabilirlik katsayısı* (a_v) denir. Kolaylıkla da görüleceği gibi, a_v ile α arasındaki ilişki

$$a = \frac{-de}{d\sigma_e}(1+e_0)\alpha \tag{8-28}$$

şeklindedir. Zemin mühendisleri daha genel olarak boşluk oranı (e) ile logaritmik efektif gerilmenin (σ_e) grafiğini çizerler. Bu şekilde diyagrama aktarıldığında eğrinin önemli bir kısmı düz çizgi şeklinde olmaktadır. Bu eğrinin eğimine sıkışma indisi (C_c) denir ve

$$C_c = \frac{-de}{d(\log\sigma_e)} \tag{8-29}$$

şeklinde ifade edilir.

Çoğu inşaat mühendisliği uygulamalarında konsolidasyonun *miktarı* kadar *hızı* da önemlidir. Bu hız, sıkışabilirlik (α) ve hidrolik iletkenliğe (K) bağlıdır. (8-22) eşitliğinde belirtildiği gibi, zemin mühendisleri

$$c_v = \frac{K}{\rho g \alpha} \tag{8-30}$$

şeklinde tanımlanan ve aynı zamanda bir grup parametreyi kapsayan *konsolidasyon katsayısını* kullanmaktadır. Konsolidasyon deneyindeki her yükleme aşamasında numune dengesiz bir drenaj sürecine maruz kalır. Kumlarda hızlı ve killerde yavaş olan bu süreç numunenin konsolidasyon hızını kontrol eder. Numune kalınlığında her yük artışına karşılık gelen azalma kaydedilirse, elde edilen sonuçlar Lambe (1951)'in tanımladığı şekilde zeminin konsolidasyon katsayısını (c_v) ve hidrolik iletkenliğini (K) belirlemede kullanılabilir.

Arazi oturması ile ilgili olması bakımından bir boyutlu konsolidasyonu Altbölüm 8.12'de daha ayrıntılı şekilde ele alacağız.

Doygun Olmayan Karakteristik Eğriler

Doygun olmayan zeminlerde su içeriği (θ) ve hidrolik iletkenliği (K) basınç yükü (ψ) ile ilişkilendiren karakteristik eğriler $K(\psi)$ ve $\theta(\psi)$ Altbölüm 2.6'da tanımlanmıştı. Şekil 2.13'de genellikle gözlenen türden histerezli ilişkiler görsel olarak sunulmuştur. Bu eğrilerin laboratuvarda tanımlanmasında kullanılan yöntemler özellikle toprak bilimciler tarafından geliştirilmiştir. Piyasada bulunan ve gelişmiş çok sayıdaki laboratuvar cihazlarının tanıtılması bu kitabın amacının dışındadır. Bunun yerine okuyucunun toprak bilimi literatürüne, özellikle de L. A. Richards (1965), Klute (1965b), Klute (1965c) ve Bouwer ve Jackson (1974)'ın bu yöntemleri gözden geçiren incelemelerine müracaat etmesi önerilir.

8.5 Parametrelerin Ölçümü: Piyezometre Deneyleri

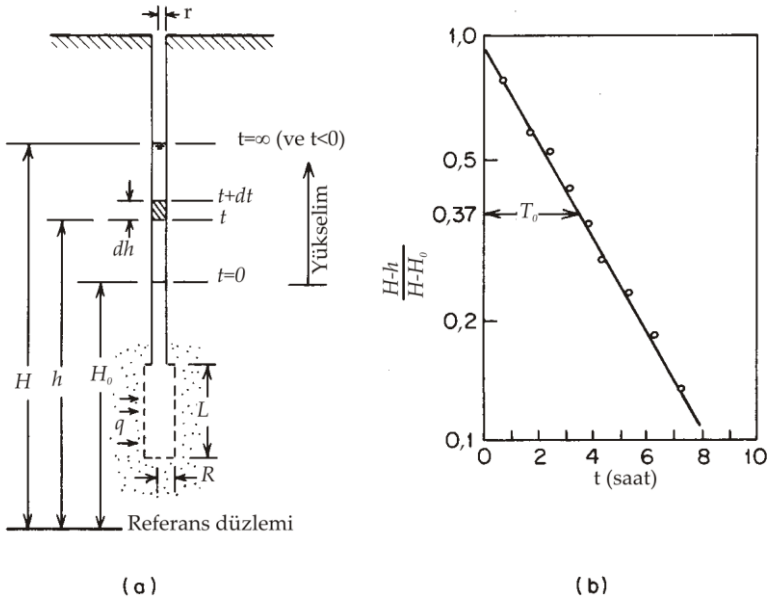
Sadece bir piyezometre vasıtasıyla yapılan deneyler ile *arazideki* hidrolik iletkenlik değerlerini tanımlamak mümkündür. Bu anlamda iki çeşit deneye göz atacağız. Biri, sadece tabanındaki kısa bir aralıkta açık olan nokta piyezometrelerle yapılan deney; diğeri de basınçlı akiferin tamamını kat eden ve tamamı filitreli veya yarıklı olan piyezometrelere yapılan deneydir. Her iki deney de, bilinen hacimdeki suyun piyezometrelerden çekilmesi veya eklenmesi suretiyle su tablasında anlık bir değişime neden olacak şekilde başlatılır. Su tablasının eski halini alması için geçen zaman kaydedilir. Su çekimi şeklinde yapılan deneylere *çekme (kova) deneyleri*; su eklemek suretiyle yapılan deneylere de *basma deneyleri* denir. Aynı etki, hacmi bilinen bir silindirin aniden bastırılmasıyla veya çekilmesiyle de oluşturulabilir.

Çekme veya *basma* deneylerinden elde edilen zamana göre su tablası değişimi verilerinin yorumlanması iki deney konfigürasyonundan hangisinin daha temsilci olduğuna bağlıdır. Hvorslev (1951) yöntemi nokta piyezometresi için; Cooper vd. (1967) yöntemi de basınçlı akifer için geliştirilmiştir. Bunlardan her birini sırayla ele alacağız.

Piyezometre gecikmeli verimi verilerinin en kolay yorumu Hvorslev (1951) yöntemiyle yapılır. Hvorslev'in ilk analizi homojen, izotrop ve içinde zemin ve havanın sıkışamaz olduğu sonsuz bir ortam varsayımına dayalıdır. Hvorslev Şekil 8.20(a)'daki

$$q(t) = \pi r^2 \frac{dh}{dt} = FK(H - h) \tag{8-31}$$

çekme deneyinden hareketle herhangi bir t zamanında piyezometrenin ucundan içeri doğru akış hızının (q) zeminin hidrolik iletkenliği (K) ile ve henüz eski halini kazanamamış yük farkının (H–h) doğru orantılı olduğunu düşünmüş ve aşağıdaki bağıntıyı geliştirmiştir:



Şekil 8.20 Hvorslev piyezometre deneyi. (a) Geometri; (b) analiz yöntemi.

Burada, F: piyezometre girişinin şekil ve boyutlarına bağlı bir faktördür. t=0'da q=q_o ise, zaman ilerlerken $q(t)$'nin sıfıra doğru asimtotik olarak azalacağı bellidir.

Hvorslev *temel zaman gecikmesini* (T_o)

$$T_o = \pi r^2 / FK \tag{8-32}$$

şeklinde tanımlamıştır. Bu parametrenin (8-31) eşitliğinde yerine konulmasıyla oluşan adî diferansiyel denklemin h=H_o ve t=0 başlangıç şartları için çözümü aşağıdaki gibi olur:

$$\frac{H - h}{H - H_0} = e^{-t/T_0} \tag{8-33}$$

($H–h$) ile t ilişkisi şeklindeki arazi gecikmeli verim verilerinin diyagramı bu nedenle gecikmeli verim hızında zamana göre üssel bir azalım gösterecektir. Şekil 8.20(b)'de görüldüğü gibi, gecikmeli verim $H–H_o$'a normalize edilir ve logaritmik ölçekli diyagramı çizilirse düz bir çizgi ortaya çıkar. $(H–h)/(H–H_o)$ için $\ln[(H–h)/(H–H_o)]=–1$ olduğuna ve (8-33) eşitliğinden $T_o=t$ olduğuna dikkat ediniz. Temel zaman gecikmesi T_o bu ilişki ile tanımlanabilir; veya daha fiziksel bir tanımlama arzu edildiğinde, (8-32) eşitliğinin pay ve paydası $H–H_o$ ile çarpılırsa T_o'ın, başlangıçtaki içeri akışın devamlı surette sağlanması halinde, yük farkının tamamen eşitlenmesi için gerekli zamana eşit olduğu görülecektir. Yani, $T_o=V/q_o$ olup, buradaki V de çekilen veya eklenen suyun hacmidir.

Bir dizi arazi gecikmeli verim verilerinin yorumlanması için verilerin Şekil 8.20(b)'deki tarzda grafiği çizilir. T_o'ın değeri grafikten okunur ve K da (8-32) eşitliğinden belirlenir. Uzunluğu L ve yarıçapı R olan piyezometrede içeri akışta [Şekil 8.20(a)] $L/R>8$ için Hvorslev (1951) şekil faktörünü (F) değerlendirmiştir. K için sonuçta ortaya çıkan ifade:

$$K = \frac{r^2 \ln(L/R)}{2LT_0} \tag{8-34}$$

Hvorslev anizotrop şartlar için ve sadece tabanında açık olan bir piyezometre ve geçirimsiz bir formasyonun hemen altında geçirimli formasyona rastlayan piyezometre gibi durumları ele alan çok değişik şekil faktörleri için de formüller vermiştir. Cedergren (1967) bu formüllerin bir listesini vermiştir.

Tarımsal hidroloji alanında doygun hidrolik iletkenliğin ölçülmesinde prensipte Hvorslev'in yöntemine benzeyen fakat ayrıntıları farklı olan birkaç *arazi* yöntemi geliştirilmiştir. Boersma (1965) ve Bouwer ve Jackson (1974) burgu ile açılmış kuyuları ve piyezometreleri içeren yöntemleri gözden geçirmişlerdir.

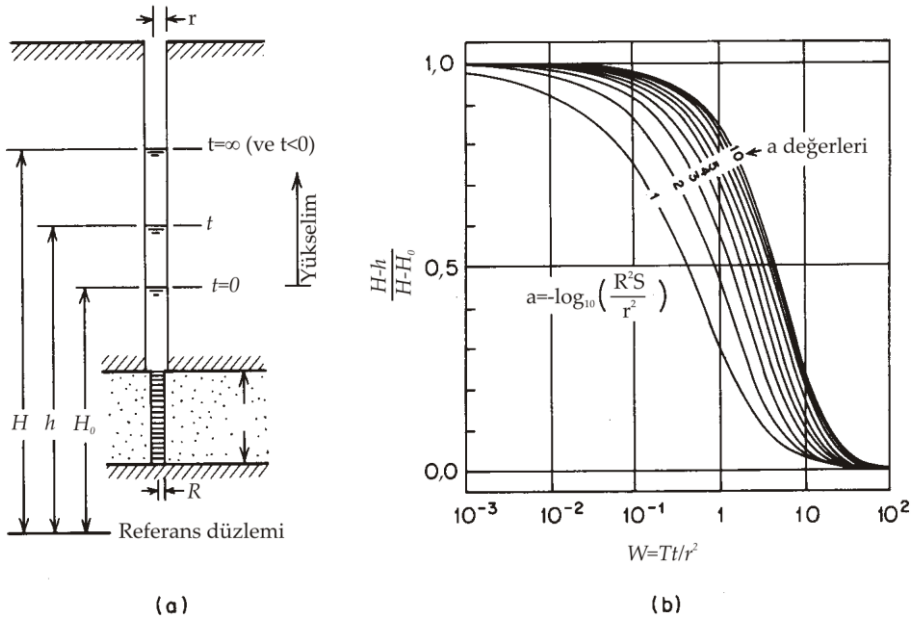
Cooper vd. (1967) ve Papadopoulos vd. (1973) basınçlı akiferin tamamı boyunca açık olan piyezometrelerde yapılan çekme veya basma deneyleri için bir deney yorumlama prosedürü geliştirmişlerdir. Bunların analizinde de basınçlı akiferdeki pompajı konu alan Theis çözümündeki varsayımların aynısı kullanılmıştır. Hvorslev analiz yönteminin aksine formasyonun ve suyun sıkışabilirliğini de hesaba katmaktadır. Akifer katsayıları T ve S'nin belirlenmesinde eğri uyarlama prosedüründen yararlanırlar. Hidrolik iletkenlik (K) ise, buradan $K=T/b$ şeklindeki ilişkiden bulunur. Theis çözümü gibi bu yöntem de dengesiz yeraltı suyu akışı denklemini [(2-77) eşitliği] içeren bir sınır değeri probleminin çözümüne dayalıdır.

Bu yöntem, Şekil 8.21(a)'da görülen çekme deneyi geometrisi için, gecikmeli verim verilerinin $(H–h)/(H–H_o)$ ve t ilişkisi şeklinde diyagramının hazırlanmasını içerir. Diyagram Hvorslev deneyindeki formatın tersi bir tarzda yarı logaritmik kağıda çizilir; t ölçeği logaritmik iken $(H–h)/(H–H_o)$ ölçeği doğrusaldır. Arazi eğrisi daha sonra Şekil 8.21(b)'de gösterilen eğriler ile çakıştırılır. Koordinat eksenleri de birbirine paralel olacak şekilde çakışmanın en iyi olduğu durumdaki veriler yatay olarak yeni bir

pozisyona taşınır. Bir eşleşme noktası seçilir (ya da düşey eksen eşleştirilir) ve eşleşme noktasındaki *t* ile *W* değerleri yatay ölçekten arazi eğrisi ve tip eğri için sırayla okunur. Hesaplamada kolaylık olması bakımından eşleşme ekseni genellikle *W*=1,0'de seçilir. İletimlilik,

$$T=Wr^2/t \tag{8-35}$$

şeklinde ifade edilir. Bağıntıdaki parametreler herhangi bir uygun birim sistemi ile temsil edilebilir.



Şekil 8.21 Bir basınçlı akiferde piyezometre deneyi. (a) Geometri; (b) tip eğrileri (Papadopoulos vd., 1973'den).

Depolama katsayısı (*S*) prensipte eşlenen eğrinin *a* değerinden ve Şekil 8.21(b)'de gösterilen eşitlikten tanımlanabilir. Değişik *a* çizgilerinin eğimleri birbirine benzer olduğundan pratikte *S*'nin bu yöntemle belirlenmesi güvenilir değildir.

Basma deneyleri ile çekme deneylerindeki en önemli sınırlamalar iyi kaliteli piyezometre girişlerine son derece bağımlıdır. Çakma kuyu veya filitrenin paslanması veya tıkanması halinde ölçülen değerler yanlış olabilir. Diğer taraftan, bir piyezometrenin deney öncesinde basma veya yıkama ile geliştirilmesi halinde, ölçülen değerler giriş etrafında yapay olarak oluşan çakıl zarfındaki artan iletkenliği yansıtabilir.

Hidrolik iletkenliği, bir piyezometre veya tek kuyuda kuyuya izleyici bırakmak suretiyle belirlemek de mümkündür. Kuyu etrafında mevcut olan doğal hidrolik eğimin etkisi altında izleyici konsantrasyonu zamana bağlı olarak azalacaktır. *Kuyuda*

seyrelme yöntemi olarak bilinen bu yaklaşım Altbölüm 9.4'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

8.6 Parametrelerin Ölçümü: Pompaj Deneyleri

Bu altbölümde basınçlı ve serbest akiferlerdeki iletimlilik ve depolama katsayısının belirlenmesine çok elverişli olan bir parametre ölçüm yöntemi tanımlanacaktır. Laboratuvar deneyleri hidrojeolojik parametreler için nokta değerleri ve piyezometre deneyleri de piyezometre ucunun hemen yakınındaki küçük bir hacmi temsil eden *arazi* değerleri verirken, pompaj deneyleri geniş bir akifer hacminin ortalamasına dayalı *arazi* ölçümlerini sağlamaktadır.

Bir pompaj deneyinden T ve S'nin belirlenmesi Altbölüm 8.3'de geliştirilen formüllerin doğrudan uygulanmasını içerir. Altbölüm 8.3'de belirli bir pompaj debisinde T ve S'nin de bilinmesi halinde akiferdeki herhangi bir noktada zamana bağlı düşüm hızının (h_o–h ile t ilişkisinin) hesaplanmasının mümkün olduğu gösterilmişti. Bu tepki sadece T ve S değerlerine bağlı olduğundan, akiferdeki herhangi bir gözlem noktasında alınan zamana bağlı düşüm ölçümlerinden yararlanarak ve ilgili eşitlikleri de kullanarak tersinden hesaplama yoluyla T ve S değerlerinin bulunması mümkündür.

Akifer aramalarının ilk aşamalarındaki eylemlerin genel sırası şu şekildedir: (1) bir veya daha fazla gözlem kuyusu içeren deneme kuyusunun sondajla açılması, (2) T ve S değerlerini belirlemek için kısa bir süre pompaj yapılması, ve (3) aşırı uzun dönem düşümlerine yol açmadan proje gereksiniminin pompaj debisini sağlayacak üretim kuyusu veya kuyularının tasarımında, pompaj deneyinden belirlenen T ve S değerlerinin Altbölüm 8.3'deki eşitliklere uygulanması. "Aşırı" düşümün ne olduğu ve düşüm ve kuyu verimlerinin yeraltı suyu beslenme hızı ve doğal hidrolojik döngü ile nasıl bir ilişkisi olduğu konusu Altbölüm 8.10'da ele alınmıştır.

Şimdi, pompaj deneyini yorumlama metodolojisini daha ayrıntılı olarak ele alalım. Zaman-düşüm verilerinden akifer katsayılarının hesaplanmasında sıkça kullanılan iki yöntem vardır. Bunların ikisi de grafik yaklaşımlardır. Birincisinde log-log grafikte eğri uyarlaması yapılır (Theis yöntemi), ikincisinde ise yarı logaritmik bir grafiğin yorumlanması söz konusudur (Jacob yöntemi).

Log-Log Türü Eğri Uyarlaması

İlk olarak, geometrisi idealize edilmiş Theis konfigürasyonuna yaklaşan bir akiferden alınan verileri ele alalım. Şekil 8.5 ile ilişkili olarak açıklandığı gibi, böyle bir akiferde gözlem kuyusundaki zaman-düşüm tepkisi akiferin T ve S değerlerinden bağımsız olarak daima Theis eğrisinin şeklini alır. Ancak, yüksek T değerlerindeki düşüm gözlem kuyusuna düşük T değerlerindeki düşümden daha hızlı yaklaşır ve düşüm verileri Theis eğrisine daha kısa zamanda ulaşır. Theis (1935) eğri uyarlama özelliğinden yararlanmak için aşağıdaki grafik prosedürü önermiştir:

1) Log-log kağıtta $W(u)$ fonksiyonu ile $1/u$ ilişkisinin grafiğini çiziniz (böyle bir boyutsuz tepkinin eğrisine *tip eğri* denir).

2) Kaydedilen zaman-düşüm verilerini aynı boyutta ve ölçeği de $W(u)$ ile $1/u$ grafiğinin aynısı olan bir logaritmik kağıda noktalar şeklinde aktarınız.

3) Koordinat eksenleri paralel olacak şekilde arazi eğrisini tip eğrisi ile çakıştırınız. Gözlem veri noktalarının çoğu tip eğri üzerine düşecek şekilde ayarlama yapınız.
4) Keyfî bir eşleşme noktası seçerek o noktaya ait $W(u)$ ile $1/u$ ve düşüm (h_o–h) ile zaman (t) veri çiftlerini okuyunuz. u'yu $1/u$'dan hesaplayınız.
5) Bu değerleri pompaj debisi Q ve kuyudan piyezometreye olan ışınsal mesafe r ile birlikte kullanarak,

$$T = \frac{QW(u)}{4\pi(h_o - h)} \tag{8-36}$$

ilişkisinden T'yi hesaplayınız.
6) Aşağıdaki ilişkiden de S'yi hesaplayınız:

$$S = \frac{4uTt}{r^2} \tag{8-37}$$

(8-36) ve (8-37) eşitlikleri (8-6) ve (8-7) eşitliklerinden türemiştir. Tutarlı sistem birimlerinden hangisi kullanılırsa kullanılsın geçerlidirler. Bazı araştırmacılar bu eşitlikleri,

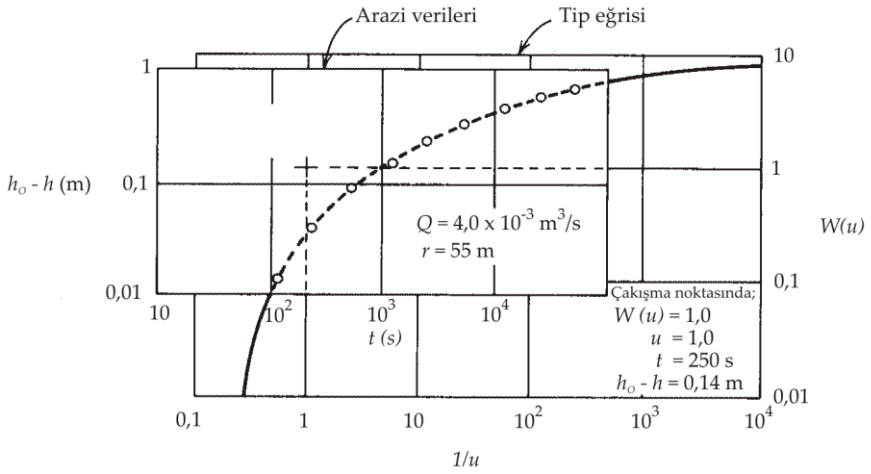
$$T = \frac{AQW(u)}{h_o - h} \tag{8-38}$$

$$S = \frac{uTt}{Br^2} \tag{8-39}$$

şeklinde kullanmayı tercih etmektedir. Buradaki A ve B parametreleri değişik parametreler için kullanılan birimlere bağlıdır. h_o–h ile r'nin metre, t'nin saniye, Q'nun m^3/s ve T'nin m^2/s olarak ölçüldüğü SI sisteminde A=0,08 ve B=0,25'dir. h_o–h ile r'nin ft, t'nin gün, Q'nun A.B.D. gal/dak, ve T'nin A.B.D. gal/gün/ft olarak ölçüldüğü Kuzey Amerika'da pratikte kullanılan tutarsız birimler için A=114,6 ve B=1,87'dir. Q ve T için İngiliz galonu kullanıldığı zaman A değişmez fakat B=1,56 olur.

Şekil 8.22'de eğri uyarlama yöntemi ve bir grup arazi verisine ait hesaplamalar görülmektedir. Dikkatli okuyucu bu verilerin ilk olarak Şekil 8.5(b)'de sunulan hesaplanmış veriler ile özdeş olduğunun hemen farkına varacaktır. Eşleşme noktasının çakıştırılan eğrilerin üst üste gelen kısmında seçilmesinin amaç için daha uygun olacağı düşünülebilir. Ancak, eğri çakıştırmasının uygun şekilde yapıldığı durumda eğrinin herhangi bir yerinde seçilen eşleşme noktası için yapılacak hesaplamalar şüpheci kimseleri ikna etmede eşit derecede geçerlidir. Hesaplama kolaylığı bakımından eşleşme noktası genellikle $W(u)$=1,0 ve u=1,0'de alınır.

Log-log eğri uyarlama tekniği sızdıran akiferler (Walton, 1962) ve serbest akiferler (Prickett, 1965; Neuman, 1975a) için de kullanılabilir. Bu sistemlerin geometrileri ve bunlarda açılan gözlem kuyularında beklenen düşüm-zaman eğrilerinin tipleri Şekil 8.23'de karşılaştırmalı olarak verilmiştir. Zaman-düşüm eğrileri bazen umulmadık şekilde bu formlardan biri şeklinde karşımıza çıkabilir. Bu durum, akifer değerlendirmesinin arama evresinde gözden kaçan jeolojik konfigürasyonları işaret eder.



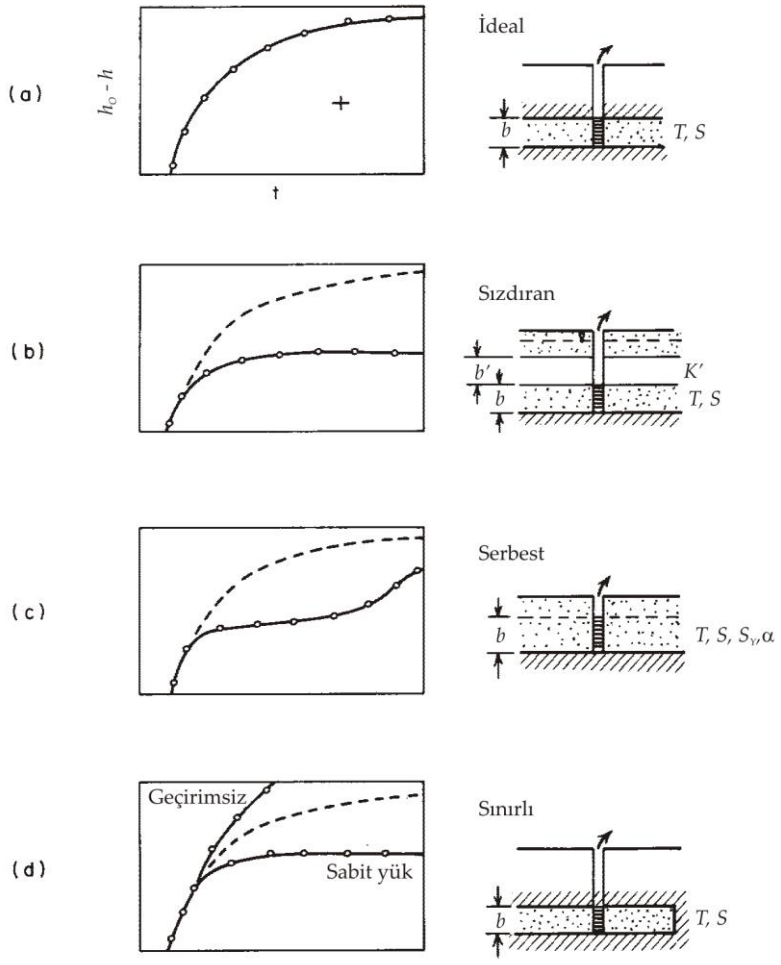
$$T = \frac{Q\,W(u)}{4\pi\,(h_0 - h)} = \frac{(4{,}0 \times 10^{-3})\,(1{,}0)}{(4{,}0)\,(3{,}14)\,(0{,}14)} = 0{,}0023\ \mathrm{m^2/s}\ \ (15.700\ \mathrm{U.S.\ gal/\ gün/ft})$$

$$S = \frac{4uTt}{r^2} = \frac{(4{,}0)\,(1{,}0)\,(0{,}0023)\,(250)}{(55{,}0)^2} = 7{,}5 \times 10^{-4}$$

Şekil 8.22 Log-log eğri çakıştırma yöntemi ve $W(u)$–$1/u$ tip eğrisini kullanarak h_o–h ile verilerinden T ve S'nin bulunması.

Sızdıran akiferlerin zaman-düşüm verileri Şekil 8.8'deki sızdıran akifer tip eğrileri ile eşleştirilebilir. Eşlenen eğrinin r/B değeri yine eşlenen noktanın $W(u,r/B)$, u, h_o–h ve t değerleri ile birlikte (8-6), (8-8) ve (8-9) eşitliklerindeki yerlerine konarak akiferin T ve S katsayıları bulunabilir. Geliştirilen r/B çözümleri akitard depolama katsayısını içermediğinden, r/B eğri uyarlaması akitardın iletkenliğinin (K') tayini için elverişli bir yaklaşım değildir. Akitard tepkisine dair daha önceki altbölümde belirtildiği gibi, uzun dönem akifer verimlerini belirlemede akitardların sızma özelliklerinin akifer parametrelerinin kendisinden daha önemli olduğu çok sayıda akifer-akitard konfigürasyonu bulunmaktadır. Böyle durumlarda, akitardları ve akiferleri tamamen kat eden gözlem kuyularını da içeren pompaj kuyusu konfigürasyonlarının tasarımı gereklidir. Bu konuda, Neuman ve Witherspoon (1972) tarafından açıklanan ve sızdıran akiferlerin (8-6), (8-10) ve (8-11) eşitliklerinde hesaba katılan daha genel

çözümlerini kullanan pompaj deneyi prosedürü kullanılabilir. Neuman ve Witherspoon arazi verilerinin Şekil 8.9'daki gibi karmaşık tip eğrilerine uyarlanma gereğini ortadan kaldırmak için bir oran yöntemi öne sürmüşlerdir. Bu yöntemde sadece Theis eğrisine uyarlama yapılır ve hesaplamalar da nispeten kolaydır.



Şekil 8.23 İdeal, sızdıran, serbest ve sınırlı sistemlerin h_o–h ile t verilerinin karşılaştırılması.

Alternatif bir yaklaşımda (Wolff, 1970), akitarddaki gözlem kuyusunda herhangi bir z kotunda t zamanında kaydedilen hidrolik yükün (h) bilinmesi halinde Şekil 8.17'den T_f değeri kolaylıkla okunabilmektedir. Akitard kalınlığı b' de belli ise, (8-23) eşitliğinden c_v bulunabilir. Bir α değerinin de hesaplanabilmesi halinde (8-22) eşitliğinden K' bulunur.

Serbest akiferlere ait zaman-düşüm verileri Şekil 8.12'deki serbest akifer tip eğrileri ile çakıştırılmalıdır. Çakışan eğrinin η değeri eşleşme noktasının $W(u_A,u_B,\eta)$, u_A, u_B, h_o–h ve t değerleri ile birlikte (8-13)'den (8-15)'e kadar olan eşitliklerde yerlerine

konursa akifer katsayıları T, S ve S_y bulunabilir. Moench ve Prickett (1972) su tablasındaki alçalımların basınçlı akiferden serbest akifere dönüşüme neden olduğu yerlere ait verilerin yorumlanmasını ele almıştır.

Şekil 8.23(d)'de geçirimsiz veya sabit yük türü bir sınır yakınında gerçekleşmesi beklenen log-log tepki görülmektedir. Ancak, sınırlı sistemler biraz sonra tanımlanacak olan yarı logaritmik yaklaşım ile daha kolay bir şekilde analiz edilebilmektedir.

Yarı Logaritmik Diyagramlar

Pompaj deneyi yorumlamasına dair yarı logaritmik yöntem (8-5) ve (8-7) eşitliklerindeki üssel integral $W(u)$'nun sonsuz bir dizi ile temsil edilebileceği gerçeğine dayanır. O halde Theis çözümü,

$$h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T}\left(-0{,}5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2\cdot 2!} + \frac{u^3}{3\cdot 3!}\cdots\right) \tag{8-40}$$

olur. Cooper ve Jacob (1946) $\ln u$ 'dan sonraki dizide küçük u değerlerinin toplamının ihmal edilebilir olduğunu belirtmiştir. Böylece:

$$h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T}(-0{,}5772 - \ln u) \tag{8-41}$$

Burada u yerine (8-6) eşitliği konur ve $\ln u = 2{,}3 \log u$; $-\ln u = \ln 1/u$ ve $\ln 1{,}78 = 0{,}5772$ olduğuna dikkat edilirse, (8-41) eşitliği,

$$h_0 - h = \frac{2{,}3Q}{4\pi T}\log\frac{2{,}25Tt}{r^2 S} \tag{8-42}$$

şekline dönüşür. Q, r, T ve S sabit olduğundan, zaman–düşüm grafiğinin düz bir çizgi şeklinde çıkması gerekir.

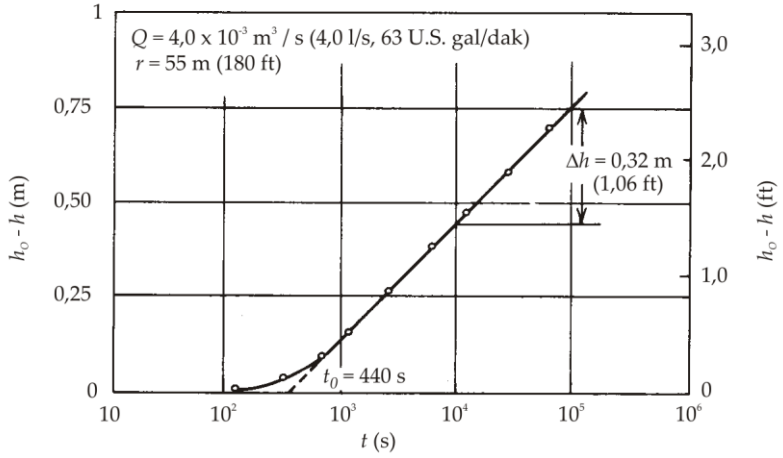
Şekil 8.24(a)'da Şekil 8.22'deki zaman–düşüm verileri yarı logaritmik grafiğe aktarılmış şekilde görülmektedir. Bir logaritmik devreye karşılık gelen düşüm Δh ve düşüm çizgisinin sıfır düşüm eksenini kestiği yerdeki zaman değeri de t_o olursa, tutarlı birimlerin de kullanılması halinde (8-42) eşitliğinden hareketle:

$$T = \frac{2{,}3Q}{4\pi\Delta h} \tag{8-43}$$

$$S = \frac{2{,}25Tt_0}{r^2} \tag{8-44}$$

Log-log yöntemlerinde olduğu gibi, bu eşitlikler aşağıdaki gibi yeniden ifade edilebilirler:

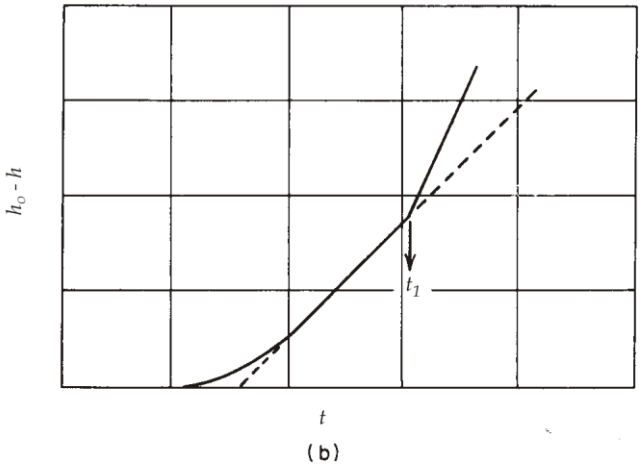
$$T = CQ/\Delta h \tag{8-45}$$



$$T = \frac{2{,}3Q}{4\pi\Delta h} = \frac{(2{,}3)(4{,}0 \times 10^{-3})}{(4)(3{,}14)(0{,}32)} = 0{,}0023\ \mathrm{m^2/s}$$

$$S = \frac{2{,}25Tt_0}{r^2} = \frac{(2{,}25)(0{,}0023)(440)}{(55)^2} = 7{,}5 \times 10^{-4}$$

(a)



Şekil 8.24 h_o–h ile t verilerinden yarı-log yöntemiyle T ve S'nin bulunması; (b) geçirimsiz bir sınır yakını için yarı-log grafik.

$$S = DTt_o/r^2 \qquad (8\text{-}46)$$

Buradaki C ve D kullanılan birimlere bağlı katsayılardır. Δh ve r'nin metre, t'nin saniye, Q'nun m^3/s ve T'nin de m^2/s olması halinde C=0,18 ve D=2,25'dir. Δh ve r'nin ft, t'nin gün, Q'nun A.B.D. gal/dak ve T'nin de A.B.D. gal/gün/ft olması halinde C=264 ve D=0,3 olur. Q ve T'nin İngiliz galonu cinsinden ifade edilmesi halinde C=264 ve D=0,36'dır.

Todd (1959) yarı logaritmik yöntemin u<0,01 iken geçerli olduğunu ifade etmiştir. u'nun tanımının [(8-6) eşitliği] incelenmesinden bu şartın muhtemelen küçük r ve büyük t'deki piyezometrelerde sağlanacağını göstermektedir.

Yarı logaritmik yöntem bir taraftan sınırlanmış basınçlı akiferlerin analizi için idealdir. Daha önce gördüğümüz gibi, bir sınırın etkisi besleyen veya çeken görüntü kuyuya eşdeğerdir. Meselâ, bir geçirimsiz sınır durumunda, ilave bir hayalî pompaj kuyusunun eklenmesinin etkisi düşüm-zaman eğrisinin eğiminin iki katına çıkması şeklindedir [Şekil 8.24(b)]. Akifer katsayıları T ve S (8-43) ve (8-44) eşitliklerinden ve (geçirimsiz sınırın etkisinin henüz hissedilmediği) eğrinin ilk kısmından hesaplanmalıdır. Eğri eğiminde bir değişimin olduğu t_1 zamanı (8-19) eşitliği ile beraber piyezometreden görüntü kuyuya [Şekil 8.15(c)] olan r_i mesafesini hesaplamada kullanılabilir. Jeolojik bulgulardan sınırın yeri bilinmiyorsa, sınırın yerini tam olarak belirlemede üç piyezometreye ait kayıtlar kullanılır.

Pompaj Deneylerinin Yararları ve Sakıncaları

Pompaj deneylerinden akifer sabitlerinin belirlenmesi yeraltı suyu kaynak potansiyelinin değerlendirilmesinde artık standart bir adım olmuştur. Pratikte başarılı pompaj deneyi için çok sayıda çalışma mevcuttur ve okuyucunun pompaj deney geometrisinin tasarımı ile ilgili olarak daha ayrıntılı bilgiler için Kruseman ve Ridder (1970) ve Stallman (1971)'a ve çok sayıdaki durum analizi için de Walton (1970)'a başvurması önerilir.

Yöntemin avantajları ortadadır. Bir pompaj deneyi *arazideki* parametre değerlerini verir ve bu değerler de gerçekte geniş ve temsilci akifer hacminin ortalamasıdır. Sadece bir deneyden akiferin iletkenliği (K=T/b ilişkisinden) ve depolama özelliklerine dair bilgiler elde edilir. Akifer-akitard sistemlerinde hem akitardlarda hem de akiferlerde gözlemler yapılması halinde sistemin çok önemli sızma özellikleri hakkında bilgiler elde edilebilir.

Biri bilimsel açıdan ve diğeri de pratik açıdan olmak üzere iki dezavantajı vardır. Bilimsel kısıtlamalar pompaj deneyi yorumlamalarının tekdüze olmayışları ile ilgilidir. Şekil 8.23(b), (c) ve (d)'nin dikkatli bir şekilde incelenmesi halinde sızdıran, serbest ve sınırlı akifer sistemlerine ait zaman-düşüm tepkilerinin benzer olabileceği görülür. Yeraltı suyu hidrologlarının yorumlarında kullanabileceği çok net bir jeolojik kanıt bulunmadığı sürece, planlanan pompaj senaryolarının etkilerini bir ağızdan yorumlamada güçlükler ortaya çıkacaktır. Teorik eğrinin pompaj deney verileri ile çakışabileceği gerçeği, akiferin hiçbir şekilde eğriyi oluşturmada kullanılan varsayımlara uyduğu anlamına gelmez.

Yöntemin pratik dezavantajı ise maliyet ile ilgilidir. Akifer katsayılarını elde etmek üzere deney kuyuları ve gözlem kuyularının açılması sadece akifer işletilmesinin planlandığı yerlerde mantıklı olabilir. Böyle olan çoğu durumlarda deney kuyusu bir sonraki aşamada üretim kuyusuna dönüştürülmektedir. Jeoteknik uygulamalarda, kirlilik çalışmalarında, bölgesel akım ağı analizlerinde veya hidrolik iletkenlik verileri gerektiren fakat kuyu geliştirmesi içermeyen herhangi akım ağı yaklaşımında pompaj deneyi yaklaşımının kullanımı genellikle elverişli değildir. Kanaatimiz odur ki, bu

yöntem geniş bir şekilde gereğinden fazla kullanılmıştır. Piyezometre deneyleri daha kolay ve daha ucuz olup, pompaj deneylerinin yapılmasının şart olmadığı yerlerde yeterli veri sağlayabilmektedir.

8.7 Doygun Hidrolik İletkenliğin Bulunması

Hidrolik iletkenliğin granüler gözenekli ortamın tane boyu dağılımı ile ilişkili olduğu uzun zamandır bilinmektedir. Akifer aramasının ilk evrelerinde veya doğrudan geçirgenlik verilerinin kıt olduğu bölgesel çalışmalarda iletkenlik değerlerinin bulunmasında bu ilişki oldukça yararlıdır. Bu altbölümde tane boyu analizi ve gözeneklilik tanımlamalarına dayalı olarak hesaplama tekniklerini inceleyeceğiz. Bu tür verilere genellikle jeolojik raporlarda, tarımsal toprak incelemelerinde veya mühendislik proje alanlarında yapılan zemin mekaniği deney raporlarında sıkça rastlamak mümkündür.

İletkenlik ile zemin dokusu arasındaki ilişkinin belirlenmesi temsilci bir tane çapının seçilmesini gerektirir. Geçen yüzyılın ikinci yarısında Hazen'ın çalışmasına dayalı, basit ve kalıcı bir ampirik ilişki efektif tane çapından (d_{10}) yararlanır ve K'yi aşağıdaki üssel ilişki vasıtasıyla hesaplar:

$$K = Ad_{10}^2 \tag{8-47}$$

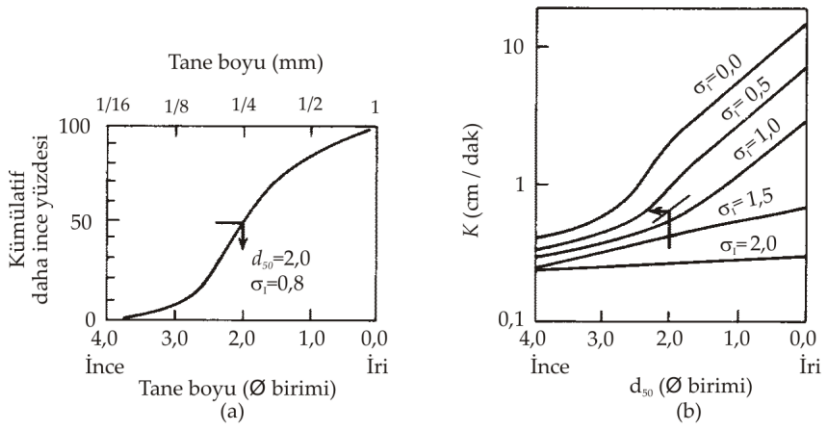
d_{10} değeri elek analiziyle hazırlanan tane boyu dağılım eğrisinden doğrudan alınır. Zemin partiküllerinin ağırlıkça %10'una karşılık gelen tane çapıdır. K'nın cm/s ve d_{10}'un da mm alınması halinde (8-47) eşitliğindeki A'nın değeri 1,0 olur. Hazen'ın yaklaşımı başlangıçta üniform şekilde derecelenmiş kumlar için geliştirilmiş fakat daha sonra ince kumdan çakıla değişen aralıktaki zeminler için kaba fakat faydalı hesaplamaların yapılmasını sağlamıştır.

Hidrolik iletkenliğin dokusal tanımlaması tane boyu dağılımının yayılımını bazı özellikleri dikkate alındığında daha sağlıklı olmaktadır. Bunun için *ortalama tane çapı* d_{50} genellikle temsilci tane çapı olarak alınmaktadır. Masch ve Denny (1966) tane boyu eğrisinin [Şekil 8.25(a)] Krumbein'ın ϕ birimleri ile çizilmesini önermektedir. Burada, $\phi = -\log_2 d$ olup, d: tane çapıdır (mm). Yayılımın bir ölçüsü olarak Masch ve Denny *içsel standart sapma* σ_I'yi kullanmıştır:

$$\sigma_I = \frac{d_{16} - d_{84}}{4} + \frac{d_5 - d_{95}}{6{,}6} \tag{8-48}$$

Şekil 8.25(a)'da verilen örnekte d_{50}=2,0 ve σ_I=0,8'dir. Şekil 8.25(b)'de görülen eğriler laboratuvarda konsolide olmamış kum örnekleri üzerinde deneysel olarak geliştirilmiştir. d_{50} ve σ_I bilinirse bu eğrilerden K bulunabilir.

Yoğunluğu ρ ve viskozitesi μ olan bir akışkan için Altbölüm 2.3'de [(2-26) eşitliği] d çapında tekdüze küresel tanelerden oluşan gözenekli ortamın hidrolik iletkenliğinin,



Şekil 8.25 Çimentolanmamış kumların tane boyu dağılım eğrilerinden doygun hidrolik iletkenliğin bulunması (Masch ve Denny, 1966'dan).

$$K = \left(\frac{\rho g}{\mu}\right) C d^2 \tag{8-49}$$

eşitliği ile tanımlandığını görmüştük. Üniform olmayan bir zemin için (8-49) eşitliğindeki d'nin d_m (temsilci bir tane çapı) olması gerektiğini ve C katsayısının da zemin tanelerinin paketlenmesine ve şekline bağlı olduğunu düşünebiliriz. Gözenekliliğin (n) paketlenme düzeninin toplam bir ölçüsünü temsil ettiği gerçeği pekçok araştırmacıyı C ve n arasında ilişki kurmak amacıyla deneysel çalışmalar yapmaya sevk etmiştir. Bunlar arasında hidrolik iletkenliği hesaplamada en iyi bilineni *Kozeny-Carmen denklemidir* (Bear, 1972):

$$K = \left(\frac{\rho g}{\mu}\right)\left[\frac{n^3}{(1-n)^2}\right]\left(\frac{d_m^2}{180}\right) \tag{8-50}$$

Bu tür formüllerin çoğunda gözeneklilik (8-50) eşitliğinin ortadaki terimi ile özdeştir; fakat, tane boyu terimi çok değişik şekillerde olabilir. Meselâ, Todd (1959) tarafından verilen *Fair-Hatch denklemi* aşağıdaki şekli alır:

$$K = \left(\frac{\rho g}{\mu}\right)\left[\frac{n^3}{(1-n)^2}\right]\left(\frac{1}{m\left(\frac{\theta}{100}\Sigma\frac{P}{d_m}\right)^2}\right) \tag{8-51}$$

Burada, m: paketleme faktörü olup, deneysel olarak yaklaşık 5 bulunmuştur; θ: kum şekli faktörü olup, değeri küresel tanelerde 6,0'dan köşeli tanelerde 7,7'ye kadar

değişir; P: komşu iki elek arasında tutulan kum yüzdesi ve d_m: bitişik eleklerin oransal boyutunun geometrik ortalamasıdır.

(8-50) ve (8-51) eşitliklerinin ikisi de boyutsal olarak doğrudur. Tutarlı her birim sisteminde kullanmaya elverişlidirler.

8.8 Akifer Veriminin Sayısal Benzetişim ile Bulunması

Altbölüm 8.3'de çok kuyulu sistemdeki düşümü hesaplamak için sunulan analitik yöntemler arazide çoğu zaman karşılaştığımız düzensiz şekilli ve heterojen akiferlere uygulanacak düzeyde gelişmiş yöntemler değildir. Böyle durumlardaki akifer performansının önceden belirlenmesi ve analizi genellikle bir bilgisayarda sayısal benzetişim şeklinde yapılır.

Bu konuda sonlu farklar ve sonlu elemanlar yöntemi olmak üzere iki temel yaklaşım vardır. Sonlu farklar yöntemi üzerinde orta düzeyde ayrıntıya gireceğiz; fakat, sonlu elemanları özet bir şekilde ele alacağız.

Sonlu Farklar Yöntemi

Altbölüm 5.3'de tanımlanan dengeli rejim sonlu farklar yönteminde olduğu gibi, dengesiz benzetişim akış bölgesini oluşturan ortamın hücrelere bölünmesini gerektirir. Kalınlığı sabit (b), iki boyutlu, yatay basınçlı bir akiferi göz önüne alınız. Bu akifer belirli sayıda bloklardan oluşan bölümlere ayrılmış olsun. Bu blokların her birinin kendine özgü hidrojeolojik özellikleri vardır ve bloğun merkezindeki düğüm noktasında hidrolik yük tüm bloğu temsil eder. Şekil 8.26(a)'da görüldüğü gibi bu bloklardan bazıları akiferden su çeken pompaj kuyusu yeri olabilir.

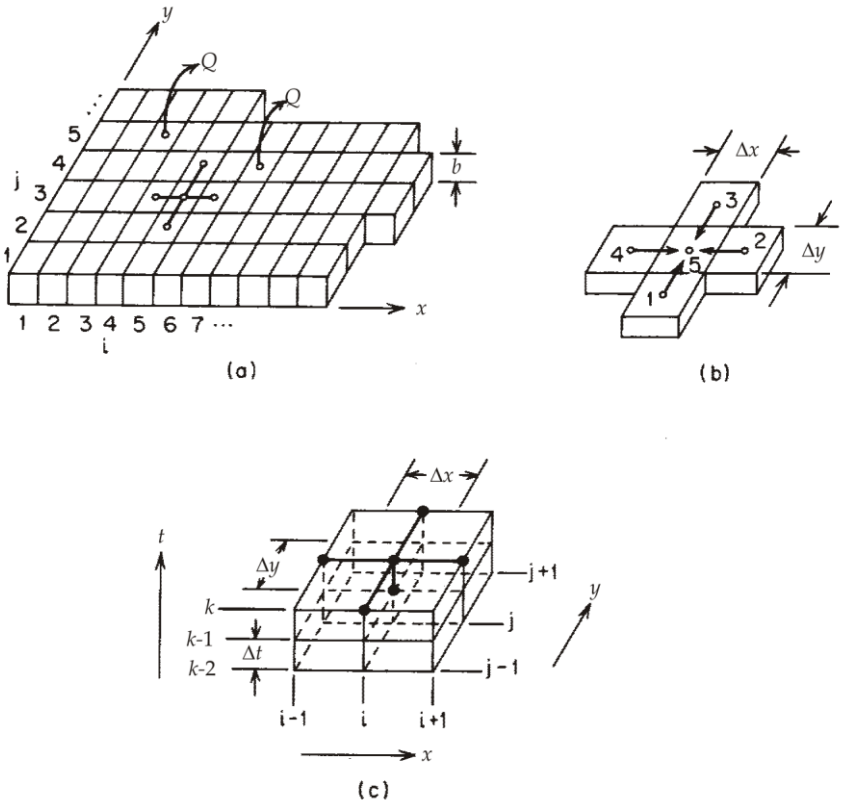
Şimdi, iç kesimlerdeki düğüm boklarından biri ve onu çevreleyen dört blok içindeki akış rejimini inceleyelim. Dengesiz, doygun akış için süreklilik denklemine göre herhangi bir düğüm bloğu içine olan net akış hızı, düğüm blok içindeki depolama değişiminin zamansal hızına eşit olmalıdır. Şekil 8.26(b)'ye dayanarak ve Altbölüm 2.11'deki gelişmeleri takip ederek aşağıdaki formu elde ederiz:

$$Q_{15} + Q_{25} + Q_{35} + Q_{45} = S_{s_5} \Delta x \Delta y b \frac{\partial h_5}{\partial t} \tag{8-52}$$

Burada, S_{s_5}: 5 no'lu düğüm bloğu için özgül depolamadır. Darcy yasasından:

$$Q_{15} = K_{15} \frac{h_1 - h_5}{\Delta y} \Delta x b \tag{8-53}$$

Burada, K_{15}: 1 ve 5 no'lu düğümler arasındaki temsilci hidrolik iletkenliktir. Benzer ifadeler Q_{25}, Q_{35} ve Q_{45} için de yazılabilir.



Şekil 8.26 İki boyutlu, yatay, basınçlı akiferin bölümlere ayrılması.

Öncelikle $K_{15}=K_{25}=K_{35}=K_{45}=K$ ve $S_{s_1}=S_{s_2}=S_{s_3}=S_{s_4}=S_s$ olan homojen, izotrop ortam durumunu göz önüne alalım. $\Delta x=\Delta y$ olan herhangi bir kare düğüm ağı seçer ve $T=Kb$ ve $S=S_sb$ olduğunu da belirtirsek, (8-53) eşitliğindeki gibi ifadelerin (8-52) eşitliğindeki yerine konulmasıyla aşağıdaki bağıntı elde edilir:

$$T(h_1 + h_2 + h_3 + h_4 - 4h_5) = S\Delta x^2 \frac{\partial h_5}{\partial t} \tag{8-54}$$

Eşitliğin sağ tarafındaki zaman türevi aşağıdaki formda ifade edilebilir:

$$\frac{\partial h_5}{\partial t} = \frac{h_5(t) - h_5(t - \Delta t)}{\Delta t} \tag{8-55}$$

Burada, Δt: sayısal modeli zaman-bazlı olarak bölümlendirmede göz önüne alınan zaman artışıdır. Şimdi, altsimge (i,j)'nin düğüm pozisyonunu ve üstsimge k = 0,1,2. . .'nın zaman artışını ifade ettiği Şekil 8.26(c)'deki ijk notasyonuna dönüşüm yaparsak aşağıdaki formu elde ederiz:

$$h_{i,j-1}^{k} + h_{i+1,j}^{k} + h_{i-1,j}^{k} + h_{i,j+1}^{k} - 4h_{i,j}^{k} = \frac{S\Delta x^2}{T\Delta t}(h_{i,j}^{k} - h_{i,j}^{k-1}) \tag{8-56}$$

Daha genel bir formda yazılırsa,

$$Ah_{i,j}^{k} = Bh_{i,j-1}^{k} + Ch_{i+1,j}^{k} + Dh_{i,j+1}^{k} + Eh_{i-1,j}^{k} + F \tag{8-57}$$

Burada:

$$A = \frac{S\Delta x^2}{T\Delta t} + 4 \tag{8-58}$$

$$B = C = D = 1 \tag{8-59}$$

$$F = \frac{S\Delta x^2}{T\Delta t} \cdot h_{i,j}^{k-1} \tag{8-60}$$

(8-57) eşitliği homojen, izotrop basınçlı akiferde iç kısımdaki bir düğümün (*i,j*) *sonlu farklar* denklemidir. Katsayıların tanımlanmasında bahsedilen *S*, *T*, *Δx* ve *Δt* parametreler ve bir önceki zaman adımındaki (*k*–1) hidrolik yük değeri ($h_{i,j}$) bilinmektedir. Benzer tarzda sınır düğümleri, köşe düğümleri ve pompajın yapıldığı düğümler için de sonlu farklar denklemleri geliştirilebilir. Her durumdaki sonlu farklar denklemi (8-57) eşitliğine benzer fakat, katsayılarla ilgili terimler farklıdır. Sınır düğümleri için bazı katsayılar sıfırdır. İç kısımdaki bir pompaj düğümü için *A*, *B*, *C*, *D* ve *E* katsayıları aynen (8-58) ve (8-59) eşitliklerindeki gibidir fakat,

$$F = \frac{\Delta x^2}{T}\left(\frac{S}{\Delta t} \cdot h_{i,j}^{k-1} + W_{i,j}\right) \tag{8-61}$$

olur. Burada, $W_{i,j}$: birimi [*L*/*T*] olan bir batma terimidir. *W* ile pompaj debisi *Q* [L^3/T arasında şöyle bir ilişki vardır:

$$W_{i,j} = Q_{i,j} / \Delta x^2 \tag{8-62}$$

W bazen deha genel bir formda verilir:

$$W_{i,j} = \frac{Q_{i,j}}{\Delta x^2} - R_{i,j} \tag{8-63}$$

Burada, *R*: üzerleyen akitardlardan akifere düşey sızmayı temsil eden ve birimi [*L*/*T*] olan kaynak terimidir. Bu durumda (8-61) eşitliği sistemdeki tüm düğümler için kullanılır ve her düğüm için $W_{i,j}$ belirlenir. Sızma alan düğümler için negatif, pompaja maruz kalan düğümler için pozitiftir.

Basınçlı yatay akiferdeki dengesiz akışı tanımlayan kısmî diferansiyel denklem ile işe başlayarak (8-57) eşitliğini daha kapsamlı şekilde geliştirmek mümkündür. Ek IX'da

heterojen, anizotrop akiferdeki bir iç düğüm için genel sonlu farklar denklemindeki *A*, *B*, *C*, *D*, *E* ve *F* katsayılarını belirlemede kapsamlı yaklaşım kullanılmıştır. Böyle bir sistemde her düğüme (*i,j*) kendi $S_{i,j}$, $(T_x)_{i,j}$ ve $(T_y)_{i,j}$ spesifik değerleri tayin edilebilir. Burada, T_x ve T_y iletimlilik tansörünün *x* ve *y* koordinat yönlerindeki asal bileşenleridir. Ek IX'un türetilmesi $\Delta x \neq \Delta y$ olan bir dikdörtgen düğüm ağı için yapılmıştır. Burada ele alınmayacak olan daha da kapsamlı bir analiz ile, Δx ve Δy'nin kendilerinin düğüm pozisyonunun bir fonksiyonu olduğu düzensiz düğüm ağının analizi yapılabilmektedir. Hidrolik eğimlerin büyük olma eğiliminde olduğu pompaj kuyusu yakın civarında genellikle düzensiz düğüm aralıklarını kullanmak gerekmektedir. Daha karmaşık olan bu sonlu farklar formüllerinin geliştirilmesinin temelinde yatan kavramlar (8-57) eşitliğini doğuranlarla özdeştir. Bilgisayar programının içerdiği sonlu farklar denklemleri ne kadar karmaşık ise o program akifer performansını sayısal olarak benzeştirmede o kadar kullanışlıdır.

O halde, düğüm ağı içindeki her düğüm için bir nebze de olsa ileri düzeyde bir sonlu farklar denklemi geliştirmek mümkündür. *N* sayıda düğüm varsa *N* sayıda da sonlu farklar denklemi vardır. Her zaman artışı için aynı zamanda *N* adet bilinmeyen vardır; yani, *N* düğümlerinde *N* adet $h_{i,j}$ değeri. Her zaman artışı için *N* adet bilinmeyen içinde *N* adet doğrusal cebirsel denklem vardır. Bu denklemler seti $h_{i,j}$'nin bilindiği tüm (*i,j*) başlangıç şartlarından başlayarak ve *k*=1,2,… zaman artışları ile devam ederek her zaman artışı için hep birlikte çözülmelidir. Bu denklemler sistemi için çok sayıda çözüm yöntemi mevcuttur ve sayısal akifer modelleri çoğu zaman kullanılan yaklaşıma dayalı olarak sınıflandırılmaktadır. Sözgelimi, Altbölüm 5.3'de dengeli rejim akım ağlarının sayısal benzetişim için tanımlanan *ardıl aşırı rahatlama* yöntemi dengesiz akifer modelindeki her zaman artışından oluşan denklemler sistemine de aynı şekilde uygulanabilir. Daha da yaygın olarak kullanılan yöntem *değişen yön dolaylı prosedürü* yöntemidir. Remson vd. (1971) ve Pinder ve Gray (1977) akifer benzetişim ile ilgili bu değişik yöntemlerin sistematik ve ayrıntılı bir sunumunu yapmışlardır. Bu yöntemlerin ileri matematiksel düzeydeki analizleri Forsythe ve Wasow (1960)'un kitabında bulunabilir. Çoğu sayısal benzetişim tekniklerinin ilk gelişimleri, birincil uygulamanın petrol-rezervuar davranışına uyarlandığı petrol mühendisliği alanında olmuştur. Pinder ve Bredehoeft (1968) kuvvetli çözüm olan değişen yön dolaylı prosedürünü yeraltı suyu hidrologlarının ihtiyaçları için uyarlamıştır.

Kuzey Amerika'da yaygın olarak kullanılan ve iyi tanımlanmış iki akifer benzetişim programı vardır. Birisi, Pinder ve Bredehoeft'un orijinal çalışmasına dayalı olarak geliştirilen U.S.G.S. modelidir. Trescott vd. (1976) bu bilgisayar programının en güncel versiyonunun güncelleştirilmiş bir kılavuzunu hazırlamışlardır. Diğeri ise, tamamı Prickett ve Lonnquist (1971) tarafından dökümana aktarılan ve Illinois Eyaleti Su İşleri'ne ait olan modeldir. Bredehoeft ve Pinder (1970) ayrıca bir akifer-akitard sisteminin üç boyutlu modelinin benzerini oluşturmak için iki boyutlu akifer modeller dizisinin nasıl eşleştirildiğini de göstermiştir.

Bir uygulama örneği olarak Musquoduboit Limanı, Nova Scotia'daki bir akifer için Pinder ve Bredehoeft (1968) tarafından yapılan analizi göz önüne alacağız. Buradaki akifer, yanal uzanımı fazla olmayan bir buzul-akarsu akiferidir. Şekil

8.27(a)'da az miktardaki hidrojeolojik verilerden belirlenmiş akifer iletimliliği alansal dağılımının başlangıçtaki hesaplaması görülmektedir. Bu matriksdeki iletimlilik ile yapılan benzetişimler akiferin merkezine yakın bir noktada yapılan pompaj sırasında gözlenen düşüm paternini vermemiştir. Bunun üzerine, akifer parametreleri tekrar düzenlenmiş ve kuyuda elde edilen zaman-düşüm verileri ile sayısal modelin sonuçları uyum gösterene kadar tekrarlama işlemlerine devam edilmiştir. Birkaç noktada sonradan açılan deney kuyularında alınan loglar, yeniden düzenlenmiş parametreleri destekler mahiyettedir. Nihai iletkenlik dağılımı Şekil 8.27(b)'de görülmektedir. Model daha sonra hesaplama moduna dönüştürülmüştür. Şekil 8.27(c)'de Q=0,963 ft^3/s debi ile pompaj yapması planlanan bir üretim kuyusunda pompaj başladıktan 206,65 gün sonra oluşacak düşüm paterni görülmektedir.

Render (1971, 1972) ve Huntoon (1974)'da konu ile ilgili başka durum analizleri bulmak mümkündür.

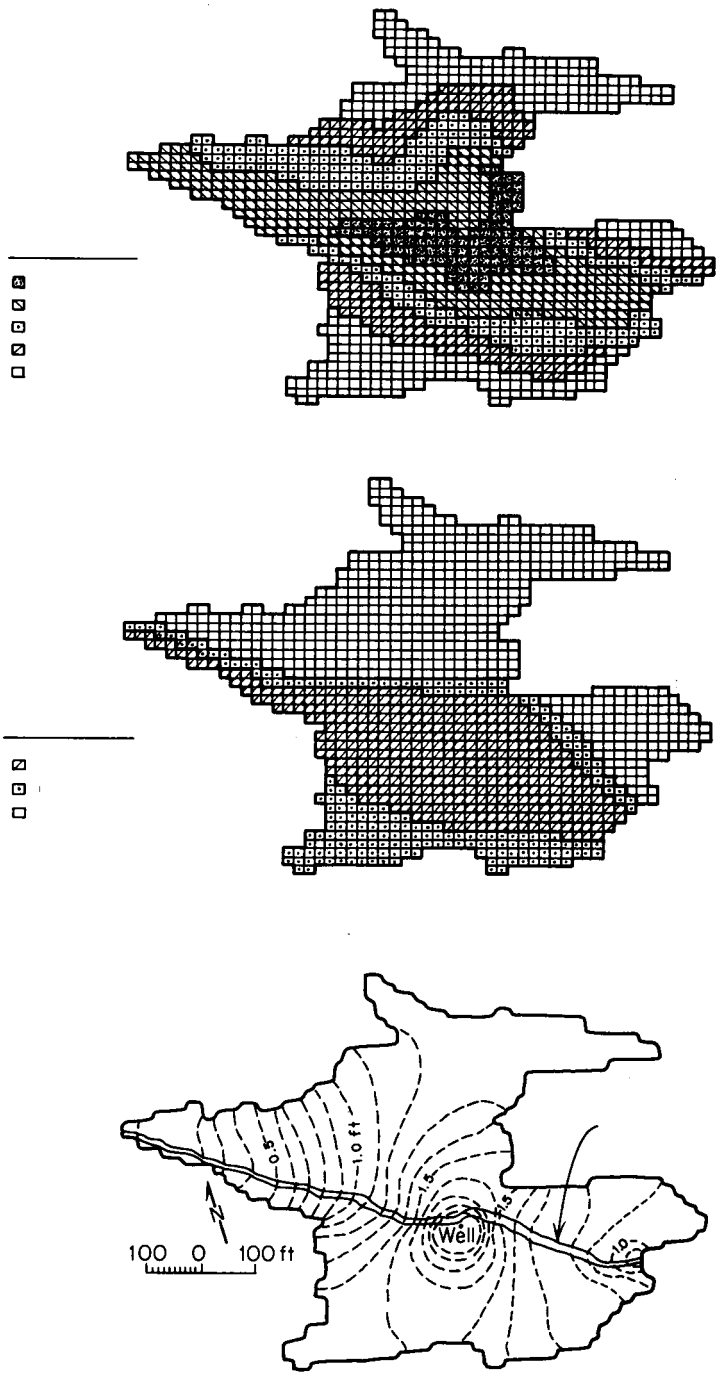
Sonlu Elemanlar Yöntemi

İlk olarak Altbölüm 5.3'de dengeli rejim akım ağlarının uyarlanması ile ilgili olarak bahis konusu olan sonlu elemanlar yöntemi dengesiz akifer performansının uyarlanmasında da kullanılabilir. Sonlu farklar yönteminde olduğu gibi, sonlu elemanlar yönteminde de her zaman artışında N adet bilinmeyeni olan N sayıda denklem söz konusudur. Buradaki N adet bilinmeyen tüm akifere dağılmış bir dizi düğüm noktasındaki hidrolik yük değerlerine karşılık gelir. Aradaki temel fark düğümler ağının karakterinden ileri gelir. Sonlu elemanlar yönteminde her türlü özel uygulamaya elverişli düzensiz ağların tasarımı mümkündür. Bu yöntemdeki düğüm sayısı sonlu farklar benzetişimi için gerekli sayıya göre genellikle çok daha azdır. Sınır koşullarını ve anizotrop ortamı ele alış şekli açısından sonlu elemanlar yönteminin bazı avantajları da vardır.

Her düğüm için sonlu eleman denklemlerinin geliştirilebilmesi için kısmî diferansiyel denklemlerin ve değişkenler matematiğinin iyi anlaşılması gerekir. Remson, Hornberger ve Molz (1971)'de bu yöntemin akifer benzetişimiyle ilgili giriş düzeyinde bir irdelemesini bulmak mümkündür. Pinder ve Gray (1977) yöntemi daha ileri düzeyde ele almışlardır. Zienkiewicz (1967) ve Desai ve Abel (1972) en çok atıf alan genel referans kitaplarıdır. Sonlu elemanlar yöntemi yeraltı suyu literatürüne Javandel ve Witherspoon (1969) tarafından sokulmuştur. Pinder ve Frind (1972) bu yöntemi uygulayarak bölgesel akifer performansını ilk hesaplayanlardandır. Gupta ve Tanji (1976) Sutter Havzası, California'da bir akifer-akitard sistemindeki akışın benzetişimine üç boyutlu sonlu elemanlar modelinin uygulanmasını konu alan rapor hazırlamışlardır.

Model Kalibrasyonu ve Ters Problem

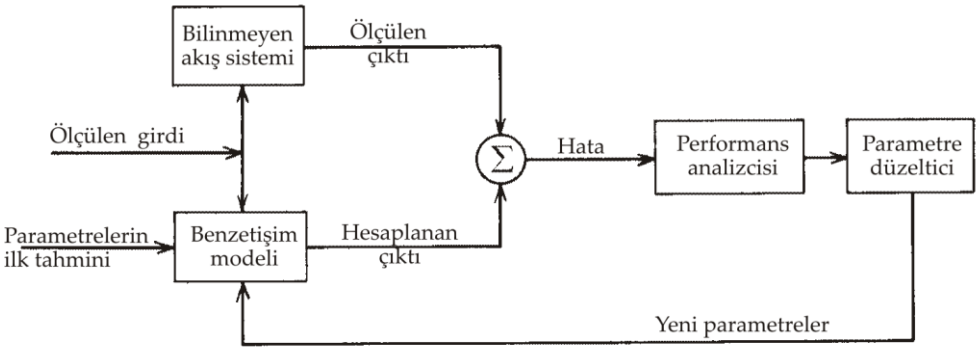
Akifer benzetişim modelinin her düğüm pozisyonu için akifer iletimliliği ve depolama katsayısının mevcut olması halinde düşüm paternlerinin hesaplanması son derece kolay bir işlemdir. Model tasarımında temeli oluşturan veri tabanları genellikle



Şekil 8.27 Musquoduboit Limanı'nda (Nova Scotia, Kanada) akifer performansının sayısal benzetişim (Pinder ve Bredehoeft, 1968'den).

çok ender olup, modeli hemen her durumda pompaj debileri ve düşüm paternlerine göre kalibre etmek gerekir. Şekil 8.27 ile ilişkili olarak tanımlanan parametre ayarlama prosedürü bu özel örnek için modelleme prosedürünün kalibrasyon aşamasını temsil eder. Model, genelde zamana bağlı bir kaydın bir dönemine göre kalibre edilmeli; sonra da kaydın diğer periyoduna göre teyid edilmelidir. Özel bir akifer için benzetişim modelinin uygulanması bu durumda *kalibrasyon*, *teyid* ve *hesaplamadan* oluşan üç basamaklı bir süreçtir.

Şekil 8.28 kalibrasyonda deneme-yanılma yaklaşımının aşamalarını gösteren bir akış şemasıdır. Parametre düzeltmesi tamamen ampirik kritere dayalı olarak, veya kabul edilmiş optimizasyon prosedürlerini kapsayan performans analizcileri ile yapılabilir. Neuman (1973a)'da bunların iyi bir değerlendirmesi ve uzun bir referans listesi verilmiştir. Optimizasyondaki kısıtlamaları belirlemede nesnel bilginin rolü Lovell vd. (1972) tarafından değerlendirilmiştir. Gates ve Kisiel (1974) ilave verilerin ne ölçüde işe yaradığını sorgulamıştır. İlave ölçümler ile modelin kalibre edilmesinin geliştirilmesinden elde ettikleri değer arasındaki dengeyi analiz etmişlerdir.



Şekil 8.28 Deneme-yanılma sürecinin akış şeması (Neuman, 1973a'dan).

Kalibrasyon terimi, Şekil 8.28'de açıklandığı gibi, genellikle akifer parametrelerinin deneme-yanılma ayarlamasını işaret eder. Bu yaklaşım akifer modelinin kendi genel modundaki tekrarlı uygulamasını kapsar. Her benzetişimdeki sınır değeri problemi bilinen iletimlilik $T(x,y)$, depolama katsayısı $S(x,y)$, sızma $R(x,y)$ ve pompaj $Q(x,y,t)$ ile bilinmeyen hidrolik yük $h(x,y,t)$'den oluşan genel tarzda düzenlenir. Kalibrasyon sürecini ters moddaki akifer benzetişimini kullanarak daha doğrudan gerçekleştirmek mümkündür. Bu durumda modelin sadece bir uygulaması gereklidir fakat, model $h(x,y,t)$ ve $Q(x,y,t)$'nin bilindiği ve $T(x,y)$, $S(x,y)$ ve $R(x,y)$'nin bilinmediği şekilde düzenlenmelidir. Bu tarzda şekillendirilen kalibrasyon sürecine *ters problem* denilmektedir.

Parametre teşhisi literatürün önemli bir bölümünde mevcut problemin tüm yönlerini kuşatan bir terim olarak kullanılmaktadır. *Kalibrasyon* olarak adlandırdığımız şey parametre teşhisi problemine genellikle *dolaylı* bir yaklaşım olarak adlandırılır ve ters problem olarak adlandırdığımız şey de *doğrudan* yaklaşımdır.

Ters formülasyonun genellikle tek bir çözümü yoktur. Öncelikle, çok sayıda bilinmeyen olabilir ve ikinci olarak da $h(x,y,t)$ ve $Q(x,y,t)$ tüm (x,y)'ler için bilinmemektedir. Pratikte pompaj sınırlı sayıda noktada gerçekleşir ve yükün zamana bağlı kayıtları da sadece sınırlı sayıda mevcuttur. $R(x,y,t)$'nin sabit kabul edilmesi veya bilinmesi halinde bile problem matematiksel olarak halen sakat durumdadır. Ancak, Emsellem ve de Marsily (1971) problemin T ve S'nin izin verilebilir alansal dağılımlarını sınırlayan "düzlük kriteri" ile çözülebileceğini göstermiştir. Yaklaşımlarının matematiği basit değildir fakat, bu araştırmacıların yayını ters problemin klasik bir çalışması olarak yerini korumaktadır. Neuman (1973a, 1975b) $T(x,y)$ ve $S(x,y)$ dağılımlarının yapısına kısıtlamalar koymada mevcut T ve S'nin kullanılmasını tavsiye etmiştir. Yeh (1975) ve Sagar (1975) tarafından yapılan çalışmalarda daha güncel gelişmelerin değerlendirmesini bulmak mümkündür.

Ters benzetişim için kavram olarak daha basit fakat geçerliliği biraz şüpheli olan bir diğer yaklaşım daha vardır (Neuman, 1975b). Bu yaklaşım, akış sistemindeki dengeli rejim şartları varsayımına dayalıdır. İlk olarak Stallman (1956) tarafından teşhis edilen üç boyutlu bir sistemin dengeli hidrolik yük paterni $h(x,y,z)$ hidrolik iletkenlik dağılımı $K(x,y,z)$ cinsinden ters olarak yorumlanabilir. İki boyutlu, pompaj yapılmayan bir akiferde $T(x,y)$'yi belirlemede $h(x,y)$ kullanılabilir. Nelson (1968) dengeli ters problemin çözümünün varlığı ve benzersizliği için gerekli şartın hidrolik yüklere ek olarak sistemde tüm akış çizgileri ile kesilen yüzey boyunca hidrolik iletkenlik veya transmissivitenin bilinmesi gerektiğini göstermiştir. Frind ve Pinder (1973), iletimlilik ve akış Darcy yasası ile ilişkili olduğundan bu ölçütün alternatif olarak bir yüzeyi kesen akış cinsinden de ifade edilebileceğini göstermiştir. Değişmeyen bir debi ile akiferden su alınması halinde, Nelson'un kuyu etrafında oluşmasına işaret ettiği yüzey ve tek başına kuyu boşalımı, özel bir çözüm için sınır koşullarını oluşturur. Frind ve Pinder (1973) dengeli rejim ters problemini çözmede sonlu elemanlar modelini kullanmıştır. Dengesiz tarihsel gelişime maruz kalan bir akiferin model kalibrasyonunda dengeli rejim yaklaşımının kullanılması halinde ters çözümde ne tür hatalar oluşur sorusu üzerindeki araştırmalar devam etmektedir.

8.9 Akifer Veriminin Analog Benzetişim ile Bulunması

Akifer performansının sayısal benzetişimi için oldukça kapasiteli bir bilgisayar ile ileri programlama uzmanlığı gerekir. Elektrik analog benzetişimi bu gereklilikleri bir nebze de olsa önlemede alternatif bir yaklaşım sağlamaktadır.

Elektrik Akımı ile Yeraltı Suyu Akışı Arasındaki Benzerlik

Elektrik akımı ile yeraltı suyu akışı arasındaki fiziksel ve matematiksel benzerliğin temelini oluşturan prensipler Altbölüm 5.2'de takdim edilmişti. Bu konunun uygulaması iki boyutlu düşey enine kesitlerdeki dengeli akım ağları benzetişimi şeklinde idi. Altbölüm 5.2'de tanımlanan yöntemlerden biri düzensiz şekilli heterojen sistemleri de hesaba katabilen *rezistans ağı* mantığından yararlanmıştı. Bu altbölümde düzensiz şekilli, heterojen basınçlı akiferlerde dengesiz rejim hidrolik yük azalımlarının bulunmasında iki boyutlu *rezistans-kapasitans ağlarını* göz önüne alarak analog yöntemlerini daha ileri düzeyde irdeleyeceğiz.

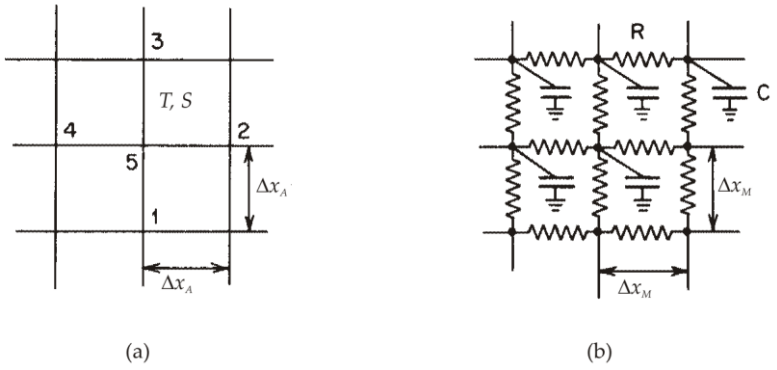
Kalınlığı b olan basınçlı yatay bir akiferi göz önüne alınız. Bunun Δx_A aralıklı kare şeklinde bir ağ ile örtülmesi halinde [Şekil 8.26(a)'da olduğu gibi], bölümlere ayrılmış akiferin küçük herhangi bir homojen kesimi [Şekil 8.29(a)], küçültülmüş ölçekli ve Δx_M aralıklı kare şeklinde bir ağ üzerindeki elektrik rezistör ve kapasitörler dizisiyle modellenebilir. Basınçlı yatay akiferdeki yeraltı suyu akışı ile rezistans-kapasitans ağındaki elektrik akımı arasındaki benzerlik, her sistemin akış denklemlerinin sonlu farklar formunda incelenmesiyle ortaya konabilir. Yeraltı suyu akışı için (8-54) eşitliğinden

$$T(h_1 + h_2 + h_3 + h_4 - 4h_5) = S\Delta x_A^2 \frac{\partial h_5}{\partial t_A} \tag{8-64}$$

elde edilir. Elektrik devresi için Kirchhoff yasasından:

$$\frac{1}{R}(V_1 + V_2 + V_3 + V_4 - 4V_5) = C\frac{\partial V_5}{\partial t_M} \tag{8-65}$$

(8-64) ve (8-65) eşitlikleri arasındaki bir karşılaştırmadan aşağıdaki analog büyüklükler elde edilir:



Şekil 8.29 Bölümlenmiş akiferin küçük, homojen bir bölümü ve analog rezistör-kapasitör ağı (Prickett, 1975'den).

1. Hidrolik yük (h) ve voltaj (V).
2. İletimlilik (T) ve rezistörlerin direncinin tersi (R).
3. Depolama katsayısı (S) ile düğümsel blok alanının çarpımı Δx_A^2 ve kapasitörlerin kapasitansı (C).
4. Akifer koordinatları (Δx_A aralığından tanımlanan) x_A ile y_A ve model koordinatları (Δx_M aralığından tanımlanan) x_M ile y_M.
5. Gerçek zaman t_A ile model zamanı t_M.
6. Bir kuyudaki pompaj debisi (Q) ve bir elektrik kaynağındaki akım direnci (I).

Rezistans–Kapasitans Ağı

Analog modelini oluşturan rezistör ve kapasitörler ağı genellikle yaklaşık bir inç aralıklı delikler ihtiva eden çivi tahtası üzerine monte edilir. Her terminale bağlı dört rezistör ile bir kapasitör bulunur. Rezistör ağı genellikle tahtanın ön yüzüne monte edilir ve kapasitör ağı da, her kapasitör ortak bir toprak hattına bağlanmış olarak arka yüzdedir. Gerçek akiferin sınırlarını yaklaşık olarak temsil etmek için ağın sınırları basamaklı şekilde tasarlanır.

Analog bileşenlerinin tasarımı için tanımları aşağıda verilen F_1, F_2, F_3 ve F_4 gibi bir dizi ölçek faktörlerinin seçimi gereklidir.

$$F_1=h/V \tag{8-66}$$

$$F_2=\Delta x_A/\Delta x_M \tag{8-67}$$

$$F_3=t_A/t_M \tag{8-68}$$

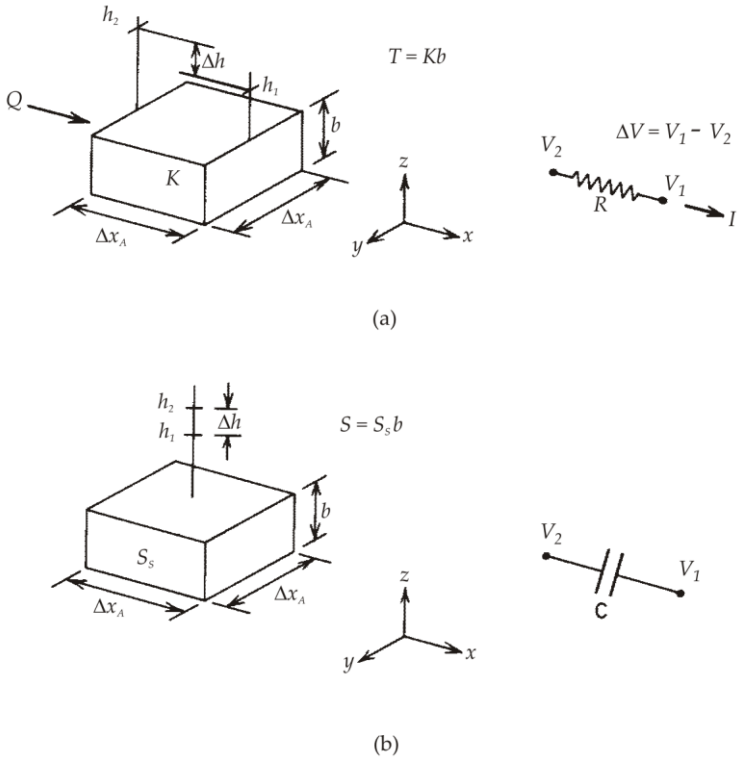
$$F_4=Q/I \tag{8-69}$$

Akiferin her noktasındaki iletimlilik ve depolama katsayısı ile eşleşen rezistör ve kapasitörlerin seçimiyle heterojen ve enine anizotrop akiferlerin benzetişimi mümkündür. Bir akifer kesitindeki hidrolik akış ile analog rezistördeki elektrik akışının [Şekil 8.30(a)] kıyaslanmasından aşağıdaki bağıntı elde edilir:

$$R= F_4 / F_1 T \tag{8-70}$$

Bir akifer kesitindeki depolama ile analog kapasitördeki elektrik kapasitansının [Şekil 8.30(b)] kıyaslanmasından aşağıdaki bağıntı elde edilir:

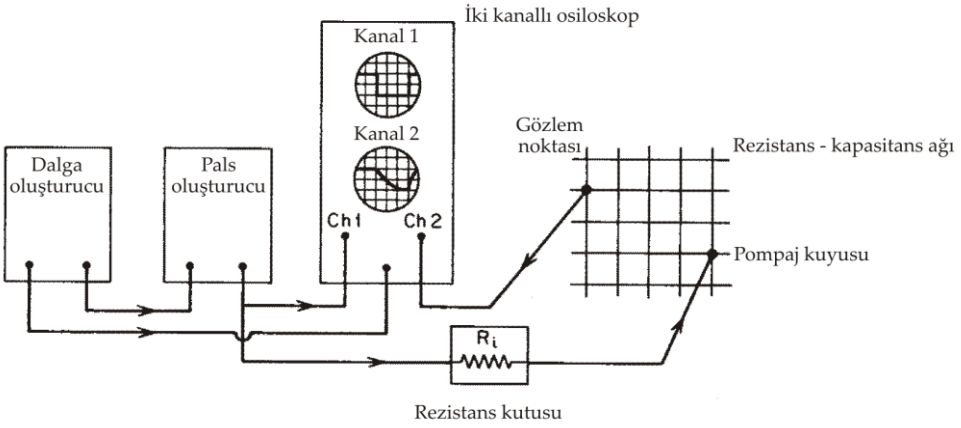
$$C=F_1 S\Delta x_A^2/(F_4 F_3) \tag{8-71}$$



Şekil 8.30 Akifer düğümsel bloğu ve (a) rezistör ve (b) kapasitör (Prickett, 1975'den).

Ağı oluşturan rezistör ve kapasitörler (8-70) ve (8-71) eşitliklerine dayalı olarak seçilirler. Ölçek faktörleri F_1, F_2, F_3 ve F_4 şu şekilde seçilmelidir: (1) rezistör ve kapasitörlerin maliyeti piyasada bulunan ve pahalı olmayan türde olmalı, (2) modelin boyutu pratik olmalı, (3) modelin tepki zamanı piyasada mevcut uyarı-tepki ekipmanlarının aralığında olmalıdır.

Şekil 8.31'de rezistans-kapasitans ağını kullanan elektrik analog benzetişimi için gerekli uyarı-tepki cihazının düzen şeması görülmektedir. Etki jeneratörü ile dalga jeneratörü belirli bir süre ve genlikte dikdörtgen bir etki oluşturur. Bu girdi etkisi pompaj kuyusunu temsil eden rezistans-kapasitans ağının spesifik terminalini bir rezistans kutusu ile beslerken, iki kanallı bir osiloskobun birinci kanalında gösterilir. Osiloskobun ikinci kanalı ağdaki değişik gözlem noktalarından sondalama ile elde edilen zaman-voltaj tepkisini göstermede kullanılır. Girdi etkisi pompaj debisindeki adım fonksiyonu artışına benzer; zaman-voltaj grafiği de bir gözlem kuyusunun zaman-düşüm kaydına benzer. Yük düşümünün sayısal değeri (8-66) eşitliğinden voltaj düşümü ile hesaplanır. Herhangi bir düşüm meydana geldiği zaman (8-68) eşitliği ile hesaplanır. Herhangi bir pompaj debisi Q (8-69) eşitliğindeki akım gücünü (I'yı) belirlemek suretiyle uyarlanabilir. Bu işlem, Şekil 8.31'de verilen rezistans kutusundaki rezistansı (R'yi) kontrol etmek suretiyle yapılır. Akım gücü $I=V_i/R_i$ şeklinde ifade edilir. Burada, V_i: rezistans kutusu içindeki voltaj düşümüdür.



Şekil 8.31 Rezistans-kapasitans ağını kullanan elektriksel analog benzetişimi için etki-tepki düzeneği.

Walton (1970) ve Prickett (1975) elektrik analog yaklaşımının akifer benzetişimini ayrıntılı şekilde ele almışlardır. Yeraltı suyu konusunda analog benzetişiminin genel açıklamaları Karplus (1958)'ın çalışmalarına dayanmaktadır. Analog benzetişiminin sonuçları genellikle Şekil 8.27(c)'de gösterilen hesaplanmış su seviyesi düşümlerine benzer haritalar şeklinde sunulur. Patten (1965), Moore ve Wood (1967), Spieker (1968) ve Render (1971) analog benzetişiminin spesifik akiferlere uygulanmasına dair durum analizlerini rapor etmişlerdir.

Analog ve Sayısal Benzetişimlerin Karşılaştırılması

Prickett ve Lonnquist (1968) akifer benzetişimindeki sayısal ve analog teknikler arasındaki benzerlikleri, avantajları ve dezavantajları ele almışlardır. Her iki yöntemin de aynı temel arazi verilerini ve akiferin bölümlenmiş temsiline hidrojeolojik özellikleri tayin etmede aynı yöntemi kullandığını belirtmişlerdir. Analog benzetişimi elektronik cihaz konusunda uzmanlık bilgisi; sayısal benzetişim de bilgisayar programcılığında uzmanlık gerektirir. Düzensiz sınırları ve zaman ile mekanda değişim gösteren pompaj senaryolarını ele almada sayısal benzetişim daha esnektir. Veri okuma ve sonuçları sunmada yine daha elverişlidir.

Rezistans-kapasitans ağının hazırlanmasında fiziksel yapım analog yönteminin gücünü ve zayıflığını içerir. İnceleme altındaki sistemin değişkenlerinin analog fiziksel büyüklükler ve cihaz parçalarıyla temsil edildiği gerçeği öğretim veya teşhir amaçları için son derece yararlıdır fakat, zaman açısından maliyeti büyüktür. İnşa edilen ağ sadece bir özel akiferi tanımlar. Diğer taraftan, sayısal modellemede bir kez bilgisayar programı hazırlandığında, çok değişik akiferleri ve akifer şartlarını temsil eden veri kartları aynı program ile çalıştırılabilir. Yeni bir veri kartının tasarımı ve hazırlanmasında sarf edilen çaba yeni bir rezistans-kapasitans ağı tasarlayıp inşa etmek

için gerekli olan zamandan daha azdır. Bu esneklik akifer benzetişiminin kalibrasyon aşamasında da aynı derecede önemlidir.

Sayısal benzetişimin avantajları başlıca bu yöntemin popüler olmasından ileri gelmektedir. Bu yöntem, erişimi kolay ve kapasitesi yüksek bilgisayarların gelişimi ile akifer işletmeciliğinde süratle standart bir vasıta halini almaktadır. Ancak, özellikle bilgisayar kapasitesinin henüz büyük olmadığı, gelişmekte olan ülkelerde analog yöntem daha uzun bir süre gündemde kalacağa benzemektedir.

8.10 Havza Verimi

Bir Yeraltı Suyu Havzasının Emniyetli Verimi ve Optimum Verimi

Yeraltı suyu verimi en iyi şekilde bir yeraltı suyu havzasını oluşturan üç boyutlu tam bir hidrojeolojik sistem çerçevesi içerisinde değerlendirilebilir. Bu ölçekteki bir çalışmada yönümüzü çok iyi tanımlanmış *emniyetli verim* veya daha kuvvetli kavram olan *optimum verime* çevirebiliriz.

Todd (1959) bir yeraltı suyu havzasının *emniyetli verimini* bir yıllık süre içinde istenmeyen bir sonuca meydan vermeden çekilebilecek su miktarı olarak tanımlamıştır. Emniyetli verimden daha fazla olan her türlü çekim *aşırı çekimdir*. Domenico (1972) ve Kazmann (1972) bu terimin evrimini gözden geçirmişlerdir. Domenico, tanımdaki "istenmeyen sonuçları" şimdilerde yeraltı su rezervlerinin tüketilmesi yanında istenmeyen kalitedeki suyun girişimi, mevcut su haklarındaki anlaşmazlıklar ve pompajın ekonomik avantajlarının zamanla bozulması şeklinde algılandığını belirtmektedir. Bu kavram içerisine ayrıca süzülme ve oturmadan ileri gelen aşırı nehir suyu tüketimi de dahil edilebilir.

Emniyetli verim kavramı her ne kadar yeraltı suyu kaynak değerlendirmesinde genişçe kullanılıyorsa da, kullanımı ile ilgili birtakım hoşnutsuzluklar da bulunmaktadır (Thomas, 1951; Kazmann, 1956). Geliştirilmesi konusundaki tavsiyelerin çoğu, verim kavramının optimizasyon teorisinin genel çerçevesi içerisindeki sosyo-ekonomik anlamda ele alınmasını teşvik etmektedir. Domenico (1972) bu yaklaşımın gelişimini Bear ve Levin (1967), Buras (1966), Burt (1967), Domenico vd. (1968) ve diğerlerinden alıntılar yaparak değerlendirmiştir. Optimizasyon bakış açısından yeraltı suyunun değeri kullanımından ileri gelir ve *optimum verim* mümkün bir dizi alternatif senaryo içinde optimum yeraltı suyu idaresi senaryosunun seçimiyle tanımlanmalıdır. Optimum senaryo suyun kullanımı ile ilgili bir dizi ekonomik ve/veya sosyal hedeflere en iyi uyan senaryodur. Bazı durumlarda ve zaman içindeki bazı noktalarda şimdiki ve gelecekteki maliyetler ile faydaların dikkate alınması, yeraltı suyunun işletilmesini ve belki de tamamen tüketilmesini içeren optimum verimlere götürebilir. Diğer durumlarda optimum verimler tam bir korumayı yansıtabilir. Optimum yeraltı suyu işletmesi çoğu zaman bu iki uç durum arasında bir yerdedir.

Yeraltı suyu işletmesi ile ilgili grafik ve matematik yöntemler Domenico (1972) tarafından gözden geçirilmiştir.

Dengesiz Hidrolojik Bütçeler ve Havza Verimi

Altbölüm 6.2'de bir su havzasındaki dengeli rejim hidrolojik bütçesinin bir bileşeni olarak yıllık ortalama yeraltı suyu beslenmesinin (R) rolünü incelemiştik. R'nin değeri dengeli, bölgesel yeraltı suyu akım ağının nicel yorumlamasından tanımlanmıştır. Bazı yazarlar bir yeraltı suyu havzasındaki emniyetli verimin ortalama yıllık yeraltı suyu beslenmesini aşmayan yıllık su çekimi olarak tanımlanması gerektiğini öne sürmüşlerdir. Bu kavram doğru değildir. Bredehoeft ve Young (1970) tarafından işaret edildiği gibi, majör yeraltı suyu geliştirmesi zamanın fonksiyonu olarak beslenme-boşalım rejimini önemli ölçüde değiştirebilir. Açık bir şekilde görülmektedir ki, havza verimi iki şeye bağlıdır. Birincisi, çekimin etkilerinin akiferde yayılış tarzı ve diğeri de çekimlerden dolayı yeraltı suyunun beslenme ve boşalım hızlarındaki değişimdir. Yeraltı suyu havzasının doygun kesimi için dengesiz hidrolojik bütçe,

$$Q(t)=R(t)-D(t)+dS/dt \tag{8-72}$$

şeklinde ifade edilir. Burada:

$Q(t)$=toplam yeraltı suyu çekimi

$R(t)$=havzanın toplam yeraltı suyu beslenmesi

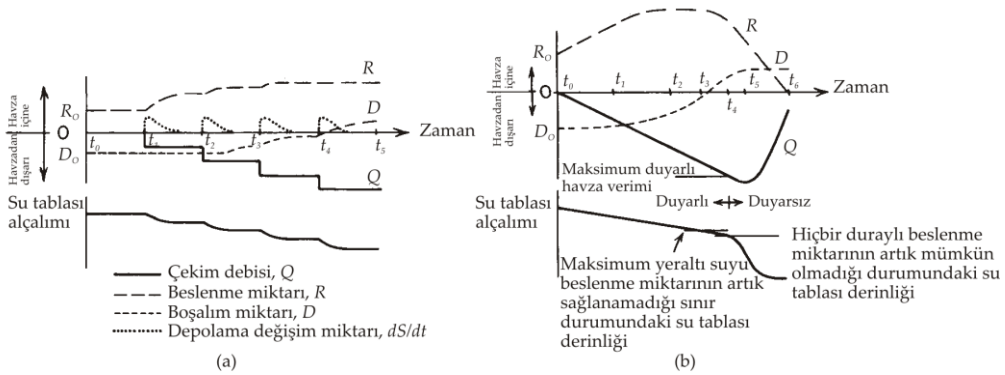
$D(t)$=havzadan toplam yeraltı suyu boşalımı

dS/dt=havzanın doygun kuşağındaki depolama değişimidir.

Freeze (1971a) su tablasının yüzeye yakın olduğu bir kuramsal havzada ılıman iklimde $Q(t)$'deki artışına $R(t)$ ve $D(t)$'nin tepkisini incelemiştir. Tepki, Şekil 6.10'da gösterilen ve bir pompaj kuyusu eklenmiş tam bir doygun-doygun olmayan sistemin üç boyutlu dengesiz analizi yardımıyla uyarlanmıştır. Freeze'in bulguları Şekil 8.32'de şematik olarak verilmiştir. Diyagramda, artan pompaj şartlarında (8-72) eşitliğindeki değişik terimlerde zamana bağlı olarak beklenen değişimler görülmektedir. İlk olarak Şekil 8.32(a)'da gösterilen ve düşümlerin zamanla arttığı fakat aşırı olmadığı duruma bakalım. t_o zamanındaki başlangıç şartı beslenmenin (R_o) boşalıma (D_o) eşit olduğu dengeli akış sistemidir. t_1, t_2, t_3 ve t_4 zamanlarında yeni kuyular sistemi delmeye başlar ve pompaj debisi Q'da basamaklı artışlar meydana getirir. Her artış başlangıçta depolamadaki bir değişim ile dengelenir. Bu durum serbest akiferde su tablasında ani bir düşüş şeklinde oluşur. Aynı zamanda havza da artan beslenme (R) şartları altında yeni bir denge durumuna kavuşmaya çalışır. Doygun olmayan kuşak şimdi doygun kuşaktaki yüksek gradyanların etkisi altında su tablasına daha çok oranda su verecektir. Artan pompaj debisi eş zamanlı olarak azalan boşalım miktarlarına (D) sebep olabilir. Şekil 8.32(a)'da t_4 zamanından sonra doğal boşalımın tamamı durur ve boşalım eğrisi yatay eksen üzerine çıkar. Buradan, kurak dönem sellenmesi, bileşenini daha önceden yeraltı suyu sisteminden alan bir nehirden ileri gelen bir beslenme olduğu anlamı çıkmaktadır. t_5 zamanında çekim (Q) beslenme (R) ile ve nehirden gelen beslenme (D) ile takviye edilmektedir ve sonuçta su tablasında

önemli bir alçalım söz konusudur. Beslenme hızının t_3 ile t_4 arasında maksimuma ulaştığına dikkat ediniz. Bu hızda, yeraltı suyu hacmi alçalan su tablası şartları altında doygun olmayan kuşakta mevcut olan süzülmenin tamamını kabul etmektedir.

Şekil 8.32(a)'da dengeli rejim denge şartlarına çekim hızındaki her yeni artıştan önce erişilmektedir. Şekil 8.32(b)'de birkaç yıllık sürede devamlı olarak artan yeraltı suyu gelişimi şartları altında gelişen aynı olaylar serisi görülmektedir. Diyagram ayrıca pompaj debilerinin belirsiz bir şekilde artması halinde, alçalan su tablasının yeraltı suyu beslenmesinin (R) artık sağlanamadığı *maksimum* hızın altına düşmesi şeklinde elverişsiz bir durumun ortaya çıkabileceğini göstermektedir. Zamandaki bu noktada aynı yıllık yağış hızı su tablasına artık aynı hızda beslenme yüzdesi sağlayamaz. Bu durumda, zemindeki nemin yeniden dağılım dönemlerinde meydana gelen buharlaşma-terleme, süzülmeye geçen yağmur suyunun daha yeraltı suyu kuşağına ulaşmadan önemli bir kısmını alacaktır. Şekil 8.32(b)'de t_4 zamanında su tablası öyle bir seviyeye düşmüştür ki, bu seviye altında artık *hiçbir* dengeli beslenme hızı sağlanamaz. t_5 zamanında diğer beslenmenin maksimum mevcut hızına ulaşılır. t_4 zamanından sonra havzanın artan çekim hızlarını karşılaması imkansızdır. Bunun için tek kaynak kendini süratle alçalan su tablası şeklinde belli eden depolama değişimindeki artan değişim hızıdır. Pompaj debilerinin orijinal düzeylerini sağlayabilmek artık zordur. Freeze (1971a) duraysızlığın oluştuğu Q değerini *maksimum duraylı havza verimi* olarak tanımlamıştır. Bir havzayı duraylılık sınırına kadar işletmek tabii ki riskli olacaktır. Kurak bir yıl su tablasında telâfisi mümkün olmayan düşüme neden olabilir. Üretim debileri bir emniyet katsayısına göre yapılmalı ve bundan dolayı da bir şekilde maksimum dengeli havza veriminden az olmalıdır.



Şekil 8.32 Beslenme, boşalım ve çekim miktarları arasındaki dengesiz ilişkilerin şematik diyagramı (Freeze, 1971a'dan.

Yukarıdaki açıklamalarda yeraltı suyu akışı ile yüzey sellenmesi arasındaki ilişkiler bir kez daha vurgulanmıştır. Bir yeraltı suyu havzasının maksimum verim düzeyinde geliştirilmesi halinde havzadaki hidrolojik döngünün yüzey suyu bileşenlerinin potansiyel verimi azalır. Artık günümüzde bir havzadaki su kaynaklarının optimum işletmesinin yüzey ve yeraltı sularının *birlikte kullanımına* bağlı

olduğu anlaşılmıştır. Optimizasyon tekniklerinin uygulanması bakımından bu konu yoğun bir ilgi odağı olmuştur (Maddock, 1974; Yu ve Haimes, 1974). Young ve Bredehoeft (1972) yeraltı suyu ve yüzey suyu sistemlerinin birlikte kullanımını içeren işletme problemlerinin çözümüne yönelik olarak Altbölüm 8.8'de tanımlanan türdeki sayısal benzetişimin uygulamasını tanımlamıştır.

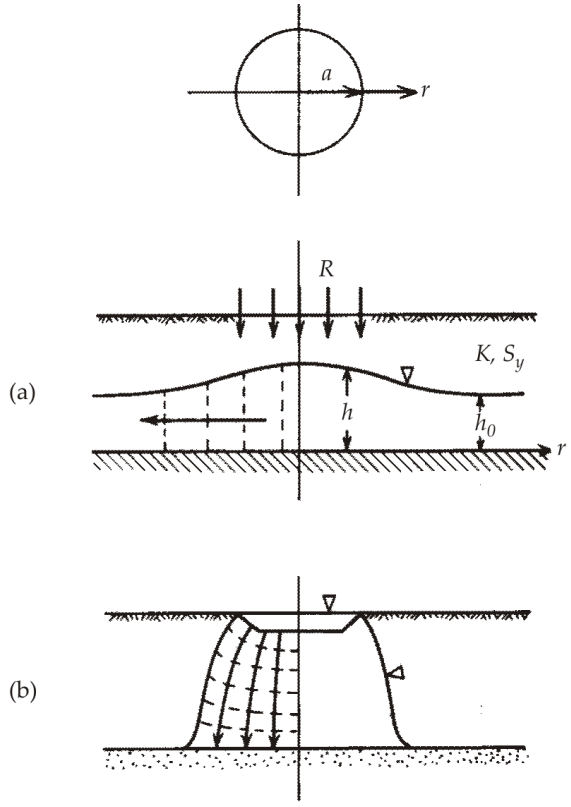
8.11 Yapay Beslenme ve Nehir Kaynaklı Süzülme

Geçtiğimiz yıllarda özellikle su kaynağı işletmesinin mevcut verime yaklaştığı veya aştığı Kuzey Amerika'nın nüfusça yoğun bölgelerinde su kaynağı sistemlerinin işletmesi üzerinde yoğun bir çaba sarf edilmiştir. Optimum işletim genellikle yeraltı suyu ve yüzey suyunun birlikte kullanımını ve mevcut su kaynaklarının yeniden kazanımı ile yeniden kullanımını içerir. Pekçok durumda verimli alanlardan verimsiz alanlara yüzey suyunun taşınmasını veya yağışlı zamanlarda suyun korunması suretiyle yağışsız zamanlarda kullanımını içerir. Bu iki yaklaşım da depolama tesislerinin bulunmasını zorunlu kılar. Suyu, buharlaşma kayıplarının en aza indirildiği yeraltında depolama çoğu zaman avantajlıdır. Yeraltı depolaması ayrıca aşırı çekim alanlarında yeraltı suyu kaynaklarının takviyesine yardımcı olabilir.

Yüzey suyunun yeraltı suyu sistemine insan tarafından transfer edildiği her türlü süreç yapay beslenme olarak sınıflanabilir. Bunun en yaygın şekli, yayma havzalarından geçirgenliği yüksek, basınçsız (serbest) alüvyon akiferine süzülme şeklindedir. Yayma havzaları çoğu zaman doğal kanallarda dayklar inşa etmek suretiyle oluşturulur. Beslenme süreci yayılma havzasının altında bir *yeraltı suyu tümseğinin* büyümesini sağlar. Tümseğin alansal dağılımı ve büyüme hızı besleme havzasının büyüklüğüne, beslenmenin süre ve hızına, yeraltı formasyonlarının stratigrafik konfigürasyonuna ve jeolojik materyalin doygun ve doygun olmayan hidrolik özelliklerine bağlıdır. Şekil 8.33'de iki basit hidrojeolojik ortam ve dairesel yayılma havzasının altında her durumda üretilen yeraltı suyu tümseği tipi görülmektedir. Şekil 8.33(a)'da beslenme, tabanda geçirimsiz bir formasyon ile sınırlanan serbest yatay akiferin içine doğru olmaktadır. Şekil 8.33(b)'de beslenme daha az geçirgen bir formasyondan derindeki daha yüksek geçirgenlikteki bir formasyona doğru gelişmektedir.

Burada bahsedilen iki durum gerek dairesel yayılma havzalarındaki ve gerekse dörtgen havzalarda ve sonsuz uzanımlı şerit şeklindeki havzalardaki beslenmenin hesaplanmasında çok sayıda analizin konusu olmuştur. Sınır koşulları Şekil 8.33(b)'de verilen şerit şeklindeki beslenme alanları kanal ve nehir sızmalarında da uygulanmaktadır. Bu konuda Bouwer (1965), Jeppson (1968) ve Jeppson ve Nelson (1970)'ın çalışmaları bulunmaktadır. Şekil 8.33(a)'da görülen ve aynı zamanda katı atık gölcükleri ve düzenli depolama sahaları altındaki tümsek gelişimine uygulanan durum daha da ayrıntılı olarak çalışılmaktadır. Hantush (1967) başlangıçtaki su tablası (h_o), yayılma havzasının çapı (a), beslenme hızı (R) ve serbest akiferin hidrolik iletkenliği (K) ile özgül veriminin (S_y) bilindiği durumda $h(r,t)$'nin hesaplanması için analitik bir çözüm geliştirmiştir. Hantush'un çözümü homojen, izotrop akiferler için ve beslenme

hızının zaman ve mekanda sabit olduğu durumda geçerlidir. Çözümde ayrıca su tablası yükseliminin başlangıçtaki doygunluk derinliğinin (h_o) %50'sine eşit veya daha az olması şartı vardır. R buna göre K'den çok küçük olmalıdır. Bouwer (1962) aynı problemi analiz etmede elektrik analog modelini kullanmış; Marino (1975a, 1975b) da sayısal benzetişim ile ele almıştır. Bu analizlerin üçünde de iki kısıtlama daha vardır. Birincisi, beslenme etkisinin doygun kuşağı düşey olarak geçtiği ve su tablası üzerindeki zemin nemi şartlarından etkilenmeden su tablasına eriştiği varsayımından hareketle doygun olmayan akışı ihmal etmeleridir. İkincisi, tümseğin yakın civarındaki doygun kuşakta gelişen düşey akış gradyanlarını hesaba katmayan Dupuit-Forchheimer'ın doygun olmayan akış teorisini (Altbölüm 5.5) kullanmalarıdır. Tam doygun-doygun olmayan sistemler üzerinde yapılan ve Rubin (1968), Jeppson ve Nelson (1970) ve Freeze (1971a)'in yaklaşımlarını kullanan sayısal benzetişimler problem çözümünü daha doğru şekilde vermektedir fakat, hesaplamalarda karmaşık birtakım eklemeler yapmak gerektirmektedir.



Şekil 8.33 Dairesel bir beslenme havzası altında gelişen yeraltı suyu tümseği.

Yayılma havzaları üzerinde yapılan uygulamalı araştırmalar hesaplama analizindeki inceliklere gerçek hayatta çok ender durumlarda rastlandığını göstermektedir. Yayılma gölcüklerindeki su seviyesi nispeten sabit tutulsa bile havza tabanında silt ve kilin devamlı birikmesi ve zemin gözeneklerinin mikrobiyolojik aktivite ile tıkanması nedeniyle, beslenme hızı zamanla azalma eğilimindedir. Ayrıca, su tablası ile ıslak cephe arasında hava kapanlanması beslenmeyi geciktirmektedir. Todd (1959) peş peşe oluşan kuru ve ıslak devrelerin devamlı yayılmadan daha fazla oranda toplam beslenme sağladığını belirtmektedir. Kuruma döneminde mikrobik büyüme durur ve kuruma devresinde havza tabanının sürülmesi veya çizilmesi zemin gözeneklerini tekrar açar.

Yayılma havzalarından yapay beslenmeyi konu alan özel proje şeklinde çok sayıda mükemmel denebilecek durum analizi bulunmaktadır. Seaburn (1970) New York City'nin doğusundaki Long Island'da yerleşim ve sanayi bölgelerinde oluşan sağanak sellenmelerinden yapay beslenme sağlamak amacıyla kullanılan 2000'den daha fazla beslenme havzasının sadece ikisinde yapılan hidrolojik çalışmaları tanımlamıştır. Bianchi ve Haskell (1966, 1968) tümsek büyümesi ve sönümlenmesine dair tam bir beslenme döngüsünün piyezometrik gözlemini tanımlamıştır. Arazi verileri ile Dupuit-Forchheimer teorisine dayalı olarak yapılan analitik hesaplamalar arasında oldukça iyi bir uyum gözlemişlerdir. Ancak, hava kapanlanmasının (Altbölüm 6.8) söz konusu olduğu anormal su tablası yükselimlerinin, yeraltı suyu tümseği büyümesinin doğru bir şekilde gözlenmesini çoğu zaman güçleştirdiğini belirtmektedirler.

Su yayılması yapay beslenmenin kendine özgü bir şekli olsa da, yüzeydeki jeolojik şartların elverişli olduğu lokasyonlar ile sınırlıdır. Derin formasyonları enjeksiyon kuyuları ile besleme girişimleri de olmuştur. Todd (1959) sağanak sellenmesi suyunun atılması, klima suyunun tekrar sirkülasyonu ve basınçlı akifere daha fazla tuzlu su girişiminin tatlı su bariyeriyle engellenmesi gibi ilginç uygulamaları içeren birkaç durum analizi sunmuştur. Derin kuyu enjeksiyonu konusundaki güncel çalışmaların çoğu yeraltı suyu kaynaklarının takviye edilmesi yerine, endüstriyel atık sular ile üçüncü derece arıtılmış kanalizasyon atık sularının (9. Bölüm) bertarafı üzerinde yoğunlaşmıştır.

Yüzey suyu ile yeraltı suyunun birlikte kullanımına dair en eski ve kullanımı en geniş olan yöntem *nehir kaynaklı süzülmedir*. Eğer bir kuyudaki su üretimi nehir ile ilişkili bir alüviyal kum ve çakıldan yapılıyorsa, nehir Şekil 8.15(d) ve 8.23(d)'de ifade edilen tarzda sabit seviyeli bir çizgisel kaynak şeklinde davranacaktır. Her durumda yeni bir kuyu pompaja başladığı zaman çekilen su başlangıçta yeraltı suyu kuşağından sağlanacaktır fakat, alçalma konisinin nehire erişmesiyle çekilen suyun kaynağı artık nehir suyu olacaktır. Burada nehir suyunun yeraltı suyunu beslemesi kuyunun neden olduğu gradyanlar altında gelişir. Zaman içerisinde dengeli rejim şartlarına erişilir ve ondan sonra da düşüm konisi ve koni içindeki düşümler sabit kalır. Böyle zamanlarda oluşan dengeli akış sisteminde çekilen yeraltı suyunun tüm kaynağı nehir suyudur. Yüzey sularından doğrudan yararlanma yerine nehir suyu beslenmesi seçeneğinin

avantajlarından biri, nehir suyunun alüviyal çökellerden geçerken kimyasal ve biyolojik olarak temizlenmesidir.

8.12 Oturma

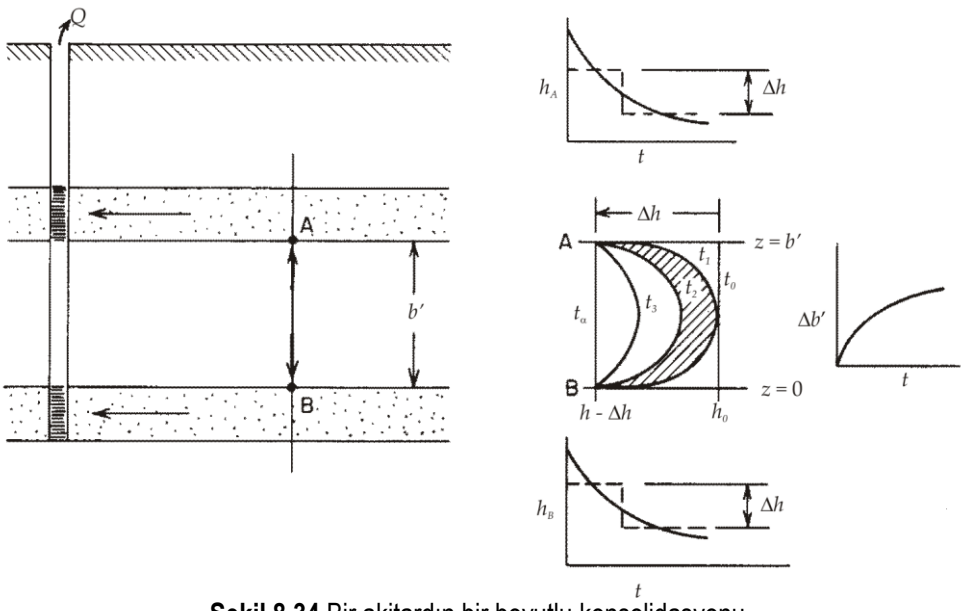
Bu yüzyılda yeraltı suyundan yapılan aşırı çekimlerin çevresel anlamda istenmeyen yan etkileri ortaya çıkardığı geçtiğimiz yıllarda daha da belirgin hale gelmiştir. Dünyada pekçok lokasyonda çimentolanmamış akifer-akitard sistemlerinden yeraltı suyunun çekilmesi önemli ölçekte oturmaya yol açmıştır. Poland ve Davis (1969) ve Poland (1972) akışkan çekiminin neden olduğu majör oturmayı konu alan iyi hazırlanmış raporların bir özetini vermişlerdir. Bu araştırmacılar çalışmalarında oturmanın petrol ve gaz üretimi ve yeraltı suyu çekimi ile ilişkili olduğu çok sayıda durum analizi sunmuşlardır. Long Beach, California'daki Wilmington petrol sahasındaki üretim ve Mexico City ile San Joaquin vadisindeki aşırı su çekimi 1935-1970 yılları arasında zemin yüzeyinin her üç yılda 1 metre alçalmasına neden olmuştur. Yeraltı suyu çekiminin sulama amacıyla yapıldığı San Joaquin vadisinde önemli oturma problemlerinin yaşandığı üç alan bulunmaktadır. Toplam alanı 11.000 km^2'yi bulan bölge 0,3 m'den daha fazla oturmuştur. Çöken bölgenin okyanusa bitişik olduğu Long Beach'de oturmadan dolayı liman alanı defalarca sular altında kalmıştır. Yüzey yapılarının yıkılması, boru hatlarının bükülmesi ve petrol kuyusu muhafaza borularının yırtıldığı durumlar olmuştur. 1962 yılına kadar alınan önlemlerin maliyeti 100 milyon doları geçmiştir.

Oturma Mekanizması

Değişik oturma bölgelerindeki çökelme ortamları da değişiktir fakat, yeraltı suyu çekiminin neden olduğu olaylarda bir ortak yön bulunmaktadır. Her durumda ara tabakalı akifer-akitard sistemi oluşturan kalın ve tutturulmamış veya zayıf çimentolanmış çökeller söz konusudur. Çekim, kum veya çakıl akiferlerden yapılmaktadır fakat, kesitin önemli bir bölümü ileri derecede sıkışabilir killerden oluşmaktadır. Daha önceki bölümlerde yeraltı suyu çekimine komşu akitardlardaki düşey su sızmasının eşlik ettiğini öğrenmiştik. Nasıl ki akifer drenaj süreci akiferlerde kompaksiyona yol açıyorsa, akitard drenaj süreci de akitard kompaksiyonuna* yol açabilir. Ancak, arada iki temel farklılık vardır: (1) kilin sıkışabilirliği kumun sıkışabilirliğine göre logaritmik ölçekte 1-2 derece *daha büyük* olduğundan, akitardın toplam potansiyel kompaksiyonu akiferinkinden çok daha büyüktür, (2) kilin hidrolik iletkenliği kumun hidrolik iletkenliğine göre logaritmik ölçekte birkaç derece daha *küçük* olduğundan akitardlardaki drenaj süreci ve böylelikle de kompaksiyon süreci akiferlerdekinden çok yavaştır.

* Poland ve Davis (1969)'i takiben "kompaksiyon" terimini jeolojik anlamda kullanıyoruz. Mühendislik dilinde bu terim çoğu zaman silindirler, vibratörler veya diğer ağır makinalar vasıtasıyla zemin yoğunluğunun arttırılması anlamında kullanılmaktadır.

Şekil 8.34'deki düşey enine kesiti göz önüne alınız. Q debisiyle çekim yapan bir kuyu b kalınlığındaki bir akitard ile ayrılmış iki akifer tarafından beslenmektedir. Geometrinin ışınsal olarak simetrik ve iki akiferdeki iletimliliklerin de özdeş olduğunu varsayalım. Akiferlerin hidrolik yüklerinde zamana bağlı düşümler (bunlar sızdıran akifer teorisinden hesaplanabilmektedir) A ve B noktalarında özdeş olacaktır. Akiferlerdeki A ve B noktalarındaki yük azalımlarının etkisi altında akitardda AB çizgisi boyunca gelişen hidrolik yük azalımlarına bir bakalım. Eğer $h_A(t)$ ve $h_A(t)$ adım miktarı Δh olan adım fonksiyonu ile bulunmak istenirse, akitard drenaj süreci Altbölüm 8.3'de tanımlanan ve (8-21) eşitliği ile sunulan bir boyutlu, dengesiz sınır değeri problemi olarak düşünülebilir. AB'nin tamamı boyunca başlangıç şartı $h=h_o$ ve sınır şartları da A ve B'de tüm $t>0$'da $h=h_o-\Delta h$'dir. Bu sınır değeri probleminin çözümü Terzaghi (1925) tarafından $h(z,t)$'nin analitik ifadesi şeklinde verilmiştir. Terzaghi çözümünün doğru bir grafik çözümü Şekil 8.17'de verilmişti. Şekil 8.34'ün sağ tarafında ve ortadaki diyagram Terzaghi çözümünün şematik görünümü olup, AB çizgisi boyunca hidrolik yükte t_o, t_1, . . .,t_∞ zamanlarındaki zamana bağlı azalımları göstermektedir. Özel bir durum için nicel sonuçlar elde etmede b' kalınlığı, düşey hidrolik iletkenlik K', düşey sıkışabilirlik α', akitardın gözenekliliği n' ve sınırlardaki yük azalımı Δh bilinmelidir.



Şekil 8.34 Bir akitardın bir boyutlu konsolidasyonu.

Zemin mekaniğinde kil katmanının drenajından ileri gelen sıkışmaya (kompaksiyona) *konsolidasyon* denir. Jeoteknik mühendisleri çoğu killerde α'nın $n\beta'$dan çok büyük olduğunu uzun zamandır bilmektedir. Bu nedenle (8-21)

eşitliğindeki $n\beta$ terimi genellikle ihmal edilir. Kalan parametreler çoğu zaman tek bir parametre (c_v) altında toplanır:

$$c_v = K'/(\rho g \alpha') \tag{8-73}$$

c_v, Δh ve b verildiğinde hidrolik yük $h(z,t)$ Şekil 8.17'den (8-23) eşitliğinin de yardımıyla bulunabilir.

AB üzerinde herhangi bir noktadaki hidrolik yük azalımı zamanın fonksiyonu olarak verildiğinde akitardın kompaksiyonunu hesaplamak için efektif gerilme yasasını hatırlamak gerekir: $\sigma_T = \sigma_E + p$. σ_T=sabit iken $d\sigma_E = -dp$. Akitardda herhangi bir z noktasında t_1 ve t_2 zamanları arasındaki yük azalımı, $dh = h_1(z,t_1) - h_2(z,t_2)$. Bu yük düşümü bir akışkan basıncı azalımına neden olur: $dp = \rho g\, d\psi = \rho\, g\, d(h-z) = pgdh$ ve akışkan basıncı azalımı efektif gerilmedeki ($d\sigma_E = -dp$) bir artış ile kendini belli eder. Akitard kompaksiyonuna ($\Delta b'$) neden olan şey akitard sıkışabilirliği (α') vasıtasıyla hareket eden efektif gerilme değişimidir. AB boyunca t_1 ve t_2 zamanları arasındaki $\Delta b'$ nü hesaplamak için akitardı m sayıda dilime bölmek gerekir. Sonra, (2-54) eşitliğinden:

$$\Delta b'_{t_1 - t_2} = b' \sum_{i=1}^{m} \rho g \alpha' \, dh_i \tag{8-74}$$

Burada, dh_i: i no'lu dilimdeki ortalama yük azalımıdır.

Birkaç kuyudan oluşan çoklu akifer sisteminde zamanın fonksiyonu olan oturma tüm akifer ve akitard kompaksiyonlarının toplamıdır. Konsolidasyon teorisinin daha geniş bir açıklamasını çoğu zemin mekaniği kitaplarında bulmak mümkündür (Terzaghi ve Peck, 1967; Scott, 1963). Domenico ve Mifflin (1965) bu çözümleri oturmaya ilk olarak uygulayan araştırmacılardır.

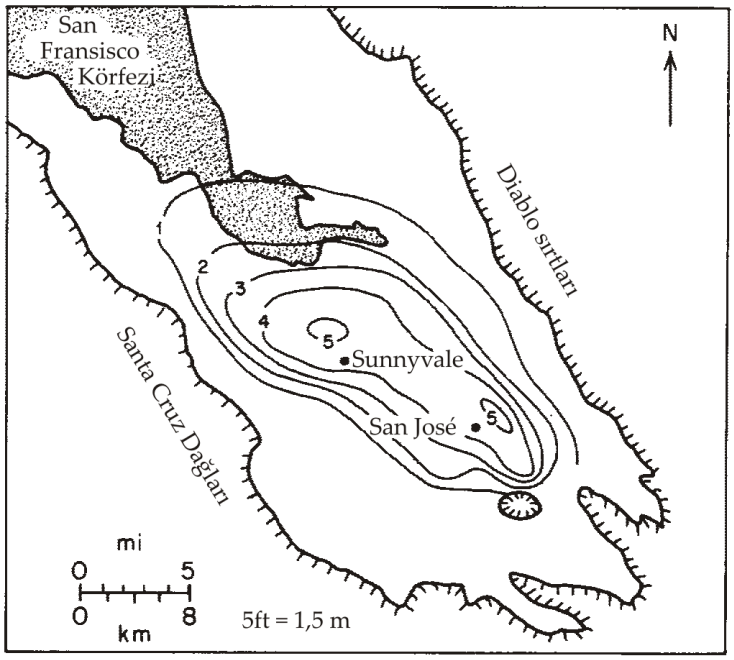
Yeraltı suyunu sisteme tekrar enjekte etmek suretiyle oturmanın önlenebileceği akla gelebilir. Prensipte bu işlem akiferlerdeki hidrolik yükü artırır ve suyu akitardlar içine sürer. Bu da akifer ve akitardın genişlemesine neden olur. Genişleme durumunda akitard sıkışabilirliği normal sıkışma durumundaki değerinin yaklaşık onda biri kadar olduğundan, bu yaklaşım etkin bir çözüm değildir. En başarılı enjeksiyon uygulamalarından biri Long Beach, California'daki Wilmington petrol sahasında yapılmıştır (Poland ve Davis, 1969). Petrol rezervuarının yeniden basınçlandırılması 1958'de başlamış ve 1963 yılına kadar devam eden uygulamada çöken bölgenin önemli bir kısmı makul derecede yükselmiş ve diğer yerlerdeki oturma hızlarında da azalmalar meydana gelmiştir.

Oturmanın Arazide Ölçümü

Akitard kompaksiyon teorisi ve oturma konusunda herhangi bir şüphe varsa U.S.G.S. oturma araştırma grubunun geçen on yılda yaptığı çalışmaların sonucu

incelenmelidir. Bu araştırmacılar California'da oturma problemi olan birkaç lokasyonda arazi çalışmaları yapmışlar ve yaptıkları ölçümlerden hidrolik yük azalması, akitard kompaksiyonu ve oturma arasında açık bir ilişki olduğunu ortaya koymuşlardır.

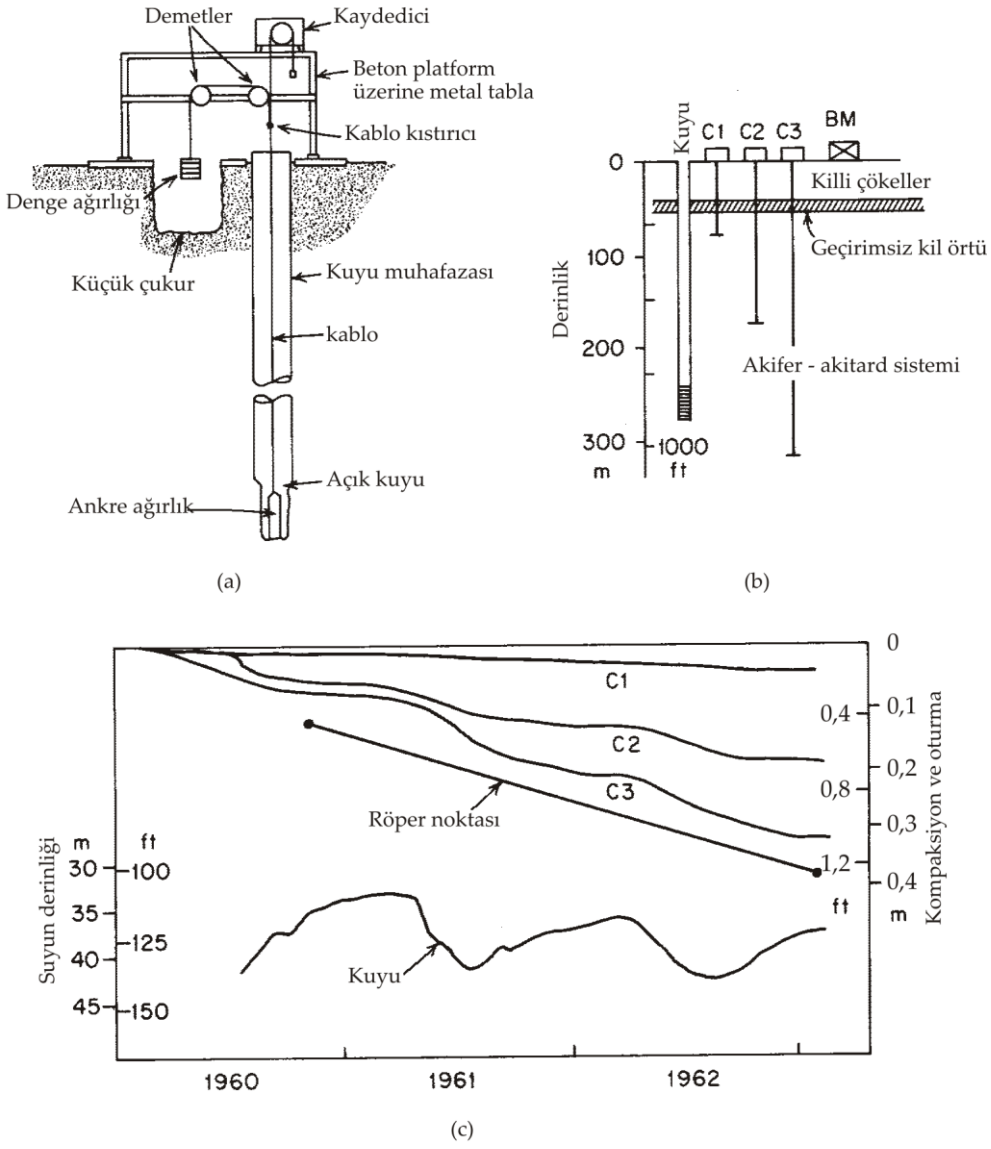
Şekil 8.35'de jeodezi ölçümlerine göre hazırlanmış konturlu harita Santa Clara vadisinde 1934-1960 arası dönemde meydana gelen oturmayı göstermektedir. Oturma, çimentolanmamış alüviyal çökeller ile sığ denizel çökellerden oluşan alanlar ile sınırlıdır. Zemin oturma noktaları majör pompaj noktaları ile çakışmaktadır. Oturmanın bu alandaki tarihsel gelişimi ise vadideki yerleşim ve artan yeraltı suyu kullanımı ile paralellik arz etmektedir.



Şekil 8.35 Santa Clara Vadisi'nde (California) 1934-1960 yılları arasında ft cinsinden oturma (Poland ve Davis, 1969'dan).

Teorinin nicel olarak geçerliliği Şekil 8.36'da verilen türde sonuçlar ile doğrulanabilir. Basit bir kompaksiyon kaydedicinin ustaca yerleştirilmesiyle [Şekil 8.36(a)] zemin yüzeyi ile kuyu tabanı arasındaki tüm materyalin toplam kompaksiyonunun zamana bağlı gelişimi bir grafik ile gösterilebilir. Santa Clara vadisinde Sunnyvale yakınındaki bir basınçlı akiferde farklı derinliklerde yerleştirilmiş üç kompaksiyon kaydedicisinden [Şekil 8.36(b)] kayıtlar alınmıştır. Şekil 8.36(c)'de yakındaki bir nirengi noktasında ölçülmüş toplam oturma ile birlikte

kompaksiyon kayıtları ve ölçüm noktasındaki gözlem kuyusunda 250-300 m derinlikleri arasındaki hidrolik yük görülmektedir. Azalan hidrolik yükler kompaksiyon ile birlikte gelişmektedir. Artan hidrolik yükler ise kompaksiyon



Şekil 8.36 (a) Kompaksiyon kaydedicinin yerleştirilmesi; (b) Sunnyvale (California) yakınında kompaksiyon ölçümü; (c) Sunnyvale sahasında ölçülmüş kompaksiyonlar, oturma ve hidrolik yük değişimleri, 1960-1962 arası (Poland ve Davis, 1969'dan).

hızındaki azalmaya paralel olarak gelişmektedir fakat, çöken arazinin yeniden yükselimine dair hiçbir delil yoktur. Bu alanda, "oturmanın, akiferi delen kuyuların derinlik menzili içerisinde su taşıyan çökellerin kompaksiyonuna eşit olduğu ifade edilir ve artezyen yükündeki azalımın oturmanın tek nedeni olduğu ispat edilmiş olur" (Poland ve Davis, 1969, s. 259).

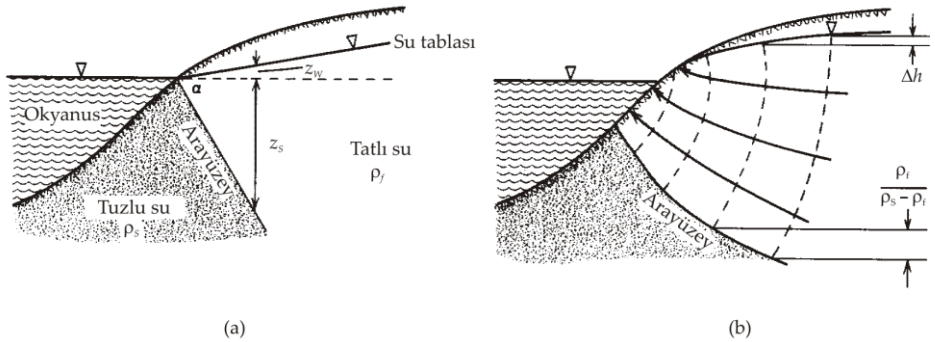
Riley (1969) Şekil 8.36(c)'de sunulan türdeki verilerin büyük ölçekli arazi konsolidasyon deneyi sonucu olarak değerlendirilebileceğini belirtmiştir. Akitard hacminde oturma şeklinde ortaya çıkan azalmaların hidrolik yük azalımından kaynaklanan efektif gerilmeye karşı grafiği çizildiğinde akitardların ortalama sıkışabilirliğini ve düşey hidrolik iletkenliğini hesaplamak çoğu zaman mümkündür. Helm (1975, 1976) bu yöntemleri California'daki oturma sayısal modellerinde daha da geliştirmiştir.

Bir akifer-akitard sisteminde mümkün pompaj paternlerini bu pompaj sonucunda oluşacak oturma hızları ile ilişkilendiren benzetişim modellerinin geliştirilmesi de mümkündür. Gambolati ve Freeze (1973) bu amaç için iki basamaklı matematiksel bir model geliştirmiştir. Birinci adımda (hidrolojik model) idealize edilmiş iki boyutlu bir düşey kesitte ve kutupsal koordinat sisteminde bölgesel hidrolik yük düşümleri hesaplanır. Bu işlem sırasında dengesiz yeraltı suyu akış denklemine dayalı bir sınır değeri problemi şeklinde bir model kullanılır. Çözümler bir sayısal sonlu elemanlar tekniği ile elde edilir. Modelleme prosedürünün ikinci adımında (oturma modeli) değişik akiferlerin hidrolojik modellerinden bulunan hidrolik yük azalımları, her akitardın daha da sadeleştirilmiş jeolojik tasvirine uygulanan bir boyutlu düşey konsolidasyon modeli setindeki zamana bağlı sınır şartları olarak kullanılır. Gambolati vd. (1974a, 1974b) bu modeli Venedik'te (İtalya) oturma hesaplarında kullanmıştır. Carbognin vd. (1976) tarafından özetlenen son ölçümler modelin geçerliliğini doğrulamaktadır.

8.13 Deniz Suyu Girişimi

Deniz ile hidrolik bağlantısı olan akiferlerden pompajla su çekildiğinde oluşan gradyanlar denizdeki tuzlu suyun kuyuya doğru akışına neden olur. Yeraltı suyu işletim etkisi altında tuzlu suyun tatlı su akiferlerine göçü *deniz suyu girişimi* olarak bilinir.

Burada söz konusu olan süreçlerin karakterini anlamaya yönelik ilk adımda kıyı akiferlerinde doğal şartlardaki tuzlu su-tatlı su ara yüzeyinin karakterini incelemek gereklidir. Bu konudaki ilk araştırmalar geçtiğimiz yüzyılın sonlarında iki Avrupalı bilim adamı tarafından ve birbirinden bağımsız olarak yapılmıştır (Ghyben, 1888; Herzberg, 1901). Bu araştırmacıların varsayımı homojen, serbest kıyı akiferinde basit hidrostatik şartlar şeklindedir. Yoğunluğu ρ_s olan tuzlu su ile yoğunluğu ρ_f olan tatlı suyu ayıran ara yüzeyin akiferdeki izdüşümünün $\alpha < 90^o$ açısında olması gerektiğini göstermişlerdir. Hidrostatik şartlar altında su tablasından ara yüzeye uzanan tatlı su kolonunun ağırlığı, deniz seviyesinden ara yüzeyde aynı noktanın derinliğine kadar



Şekil 8.37 (a) Hidrostatik şartlar altında; (b) denize doğru dengeli akış şartlarında bir serbest kıyı akiferinde oluşan tuzlu su– tatlı su ara yüzeyi (Hubbert, 1940'dan).

uzanan tuzlu su kolonunun ağırlığı ile dengelenir. Şekil 8.37(a)'dan

$$\rho_s g z_s = \rho_f g(z_s + z_w) \tag{8-75}$$

veya,

$$z_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} z_w \tag{8-76}$$

olur. ρ_f=1,0 ve ρ_s=1,025 alınırsa,

$$z_s = 40 z_w \tag{8-77}$$

olur. (8-77) eşitliği genellikle *Ghyben-Herzberg bağıntısı* olarak adlandırılır.

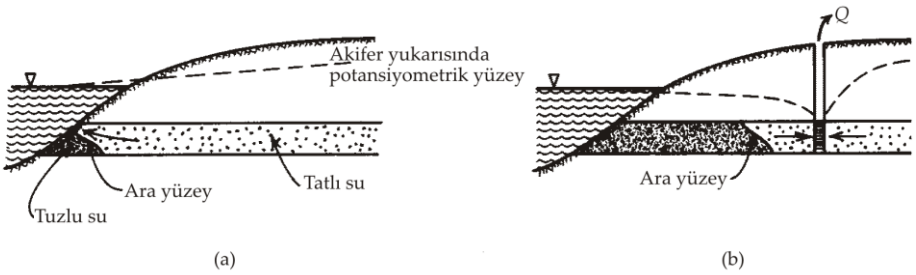
Su tablası kotunda Δz_w gibi bir değişim olursa (8-77) eşitliğinden $\Delta z_s = 40 \Delta z_w$ olur. Serbest bir kıyı akiferinde su tablasının 1 m düşürülmesi halinde tuzlu su ara yüzeyi 40 m yükselecektir.

Ghyben-Herzberg bağıntısı gerçek şartların çoğunda tuzlu su ara yüzeyine olan derinliği olduğundan daha küçük vermektedir. Denize tatlı su akışının olduğu yerlerde Ghyben-Herzberg analizinin varsayımları geçerli değildir. Daha gerçekçi bir manzara Hubbert (1940) tarafından denize doğru dengeli akış için Şekil 8.37(b)'deki gibi verilmiştir. Herhangi bir su tablası konfigürasyonu için ara yüzeyin tam pozisyonu Şekil 8.37(b)'de gösterilen eşpotansiyel çizgileri ile su tablası ve ara yüzeyin kesişimindeki ilişkilere dikkat edilmek suretiyle çizilen akım ağlarından bulunabilir.

Şekil 8.37'de tasvir edilen kavramlar aslında gerçeği yansıtmamaktadır. Gerek hidrostatik analiz ve gerekse dengeli rejim analizi bir kıyı akiferinde tatlı su ve tuzlu suyu ayıran ara yüzeyin keskin bir sınır olduğunu kabul eder. Gerçek arazi şartlarında ise ara yüzey etrafındaki bir difüzyon zonunda tuzlu su ile tatlı suyun karışma eğilimi söz konusudur. Bu kuşağın boyutu jeolojik katmanların yayma karakteristikleri

tarafından kontrol edilir. Bu kuşağın dar olduğu yerde keskin ara yüzey şeklindeki çözüm yöntemi tatlı su akış paterni için tatmin edici bir hesaplama yapılabilir fakat, difüzyon zonunun geniş olması akış paternini ve ara yüzeyin pozisyonunu değiştirebilir ve bu yüzden de hesaba katılmak zorundadır. Henry (1960) dispersiyonu hesaba katan dengeli rejim durumu için matematik çözümü ilk öneren olmuştur. Cooper vd. (1964) değişik analitik çözümlerin bir özetini vermiştir.

Deniz suyu girişimi serbest ve basınçlı akiferlerin ikisinde de oluşabilir. Şekil 8.38(a)'da bir basınçlı akiferde doğal dengeli rejimde denize doğru akış sırasında oluşan tuzlu su kamasının şematik görünümü verilmiştir. Pompajın başlamasıyla [Şekil 8.38(b)] basınçlı akiferin basınç yüzeyinde azalıma ve deniz suyunun da kara içine doğru göçüne neden olan bir dengesiz akış paterni oluşur. Pinder ve Cooper (1970) bir basınçlı akiferdeki tuzlu su cephesinin dengesiz pozisyonunu hesaplamak için sayısal matematiksel bir yöntem önermiştir. Çözümlerinde dispersiyonu dikkate almışlardır.



Şekil 8.38 (a) Dengeli, denize doğru akış şartları altındaki basınçlı bir kıyı akiferinde tuzlu su–tatlı su ara yüzeyi; (b) pompajın neden olduğu deniz suyu girişimi.

Kuzey Amerika'da en çok çalışılan kıyı akiferlerinden biri güneydoğu Florida'daki Biscayne akiferidir (Kohout, 1960a, 1960b). Deniz seviyesinin ortalama 30 m altına kadar uzanan ve kireçtaşı ile kalkerli kumtaşından oluşan bir serbest akiferdir. Arazi verileri tuzlu su cephesi pozisyonunda, mevsimsel beslenme paternleri ve bundan kaynaklanan su tablası alçalma ve yükselmelerinin etkisi altında dengesiz değişimler gösterdiğini işaret etmektedir. Lee ve Cheng (1974) ve Segol ve Pinder (1976) Biscayne akiferindeki dengesiz şartları sonlu elemanlar sayısal modeli ile uyarlamışlardır. Arazi verileri ve sayısal modelin ikisi de dengeli ve dengesiz analizlerde dispersiyonun göz önüne alınması gerektiğini doğrulamaktadır. Yeraltı suyundaki dispersiyonun karakteri 9. Bölüm'de yeraltı suyu kirlenmesi kapsamında daha ayrıntılı olarak ele alınacaktır.

Todd (1959) deniz suyu girişimini önlemede kullanılan beş yöntemi özetlemiştir: (1) yeraltı suyu pompaj paterninin azaltılması veya yeniden düzenlenmesi, (2) yayılma havzalarından sokulan akiferler veya kuyulardan besleme yapmak suretiyle yapay besleme, (3) kıyıya paralel bir dizi pompaj kuyusuyla kıyıya bitişik bir pompaj hendeği oluşturulması, (4) kıyıya paralel bir dizi besleme kuyusu ile kıyıya bitişik bir tatlı su sırtının oluşturulması ve (5) yapay bir yeraltı bariyeri oluşturulması. Bu beş alternatif arasında sadece birincisinin ekonomik ve etkin bir yöntem olduğu anlaşılmıştır. Hem

Todd (1959) hem de Kazmann (1972) California'nın Los Angeles kıyı havzasındaki çimentolanmamış, basınçlı, kum ve çakıldan oluşan Silverado akiferinde tatlı su sırtı kavramının uygulanmasını tanımlamışlardır. Kazmann projenin teknik anlamda başarılı olduğunu fakat ne ölçüde ekonomik olduğunun ise tartışılır olduğu sonucuna varmıştır.

Önerilen Kaynaklar

BOUWER, H., and R. D. JACKSON. 1974. Determining soil properties. *Drainage for Agriculture*, ed. J van Schilfgaarde. American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 611-672.

COOPER, H. H. JR., F. A. KOHOUT, H. R. HENRY, and R. E. GLOVER. 1964. Sea water in coastal aquifers. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1613C*, 84 pp.

FERRIS, J. G., D. B. KNOWLES, R. H. BROWNE, and R. W. STALLMAN. 1962. Theory of aquifer tests. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1536E*.

HANTUSH, M. S. 1964. Hydraulics of wells. *Adv. Hydrsoci.*, 1, pp. 281-432.

KRUSEMAN, G. P., and N. A. DE RIDDER. 1970. Analysis and evaluation of pumping test data. *Intern. Inst. for Land Reclamation and Improvement Bull*. 11, Wageningen, The Netherlands.

NEUMAN, S. P., and P. A. WITHERSPOON. 1969. Applicability of current theories of flow in leaky aquifers. *Water Resurces Res*., 5, pp. 817-829.

POLAND, J. F., and G. H. DAVIS. 1969. Land subsidence due to withdraval of fluids. Geol. Soc. Ame. Rev. Eng. Geol., 2, pp. 187-269.

PRICKETT, T. A. 1975. Modeling techniques for groundwater evaluation. *Adv. Hydrsoci*., 11, pp. 46-66, 91-116.

REMSON, I., G. M. HORNBERGER, and F. J. MOLZ. 1971. *Numerical Methods in Subsurface Hydrology*. Wiley Interscience, New York, pp. 56-122.

STALLMAN, R. W. 1971. Aquifer-test design, observation and data analysis. *Techniques of Water Resources Investigations of the U.S. Geological Survey*, Chapter B1. Government Printing Office, Washington, D. C.

YOUNG, R. A., and J. D. BREDEHOEFT. 1972. Digital computer simulation for solving management problems of conjunctive groundwater and surface-water systems. *Water Resources Res*., 8, pp. 533-556.

Problemler

1. (a) Bir boyutsal analiz ile (8-6) eşitliğindeki u'nun boyutsuz olduğunu gösteriniz.

   (b) Bir boyutsal analiz ile (8-7) eşitliğindeki $W(u)$'nun boyutsuz olduğunu gösteriniz.

   (c) Hacimlerin A.B.D. galonu ile ölçüldüğü Kuzey Amerika'da yaygınca kullanılan mühendislik birimleri sisteminde (8-38) ve (8-39) eşitlikleri ile ilişkili olarak verilen A ve B katsayılarının değerlerinin doğru olduğunu gösteriniz.

2. Akiferin tamamını delen bir kuyu ile sonsuz, yatay, basınçlı, homojen, izotrop bir akiferden 25 *l*/s sabit debi ile çekim yapılmaktadır. T=1,2 x 10^{-2} m^2/s ve S=2,0 x 10^{-4} için aşağıdaki hesaplamaları yapınız.

   (a) Pompaj kuyusundan 60 m uzaktaki bir gözlem kuyusunda pompaj başladıktan 1, 5, 10, 50 ve 210 dakika sonraki düşümleri hesaplayınız. Bu değerlerin bir log-log kağıtta h_o–h ile t ilişkisi şeklinde grafiğini çiziniz.

   (b) Pompaj kuyusundan 1 m, 3 m, 15 m, 60 m ve 300 m uzaklıklardaki bir dizi gözlem kuyusunda pompajdan 210 dakika sonra oluşacak düşümleri hesaplayınız. Bu değerlerin bir yarı logaritmik kağıtta h_o–h ile r ilişkisi şeklinde grafiğini çiziniz.

3. T=7,0 x 10^{-3} m^2/s ve S=5,0 x 10^{-4} özelliğindeki bir basınçlı akiferde aralarında 35 m olan iki kuyu ile çekim yapılmaktadır. Kuyulardan birindeki pompaj debisi 7,6 *l*/s ve diğerindeki de 15,2 *l*/s'dir. Pompaj başladıktan 4 saat sonra iki kuyuyu birleştiren hattaki düşümün (h_o–h) pozisyonunu grafik halinde çiziniz.

4. (a) 10 günlük bir pompaj deneyi 10 saatlik pompaj deneyinden neden daha iyidir?

   (b) Neden serbest akiferlerin depolama katsayıları basınçlı akiferlerinkinden çok daha büyüktür?

   (c) Düz ve düşey bir geçirimsiz sınırın tam lokasyonunu belirlemek için nasıl bir pompaj deneyi düzenlemesi gereklidir?

5. (a) Theis çözümündeki varsayımları maddeler halinde yazınız.

   (b) Bir basınçlı akiferde aşağıdaki şartlarda gelişmesini beklediğiniz zaman-düşüm eğrisinin yaklaşık şeklini iki grafik şeklinde kabaca çiziniz:

      (1) Akifer batıya doğru incelmektedir.
      (2) Üzerleyen ve basınç oluşturan formasyonlar geçirimsizdir fakat alttaki formasyonlar sızdıran türdendir.
      (3) Fay yakınında bulunan ve nehir ile hidrolik ilişkili bir pompaj kuyusu.
      (4) Kuyu bir gelgit kanalının kıyısındadır.
      (5) Deneyin yarı yerinde pompa bozulmuştur.
      (6) Pompaj deney sahasındaki barometrik basınçta artma söz konusudur.

6. (a) Tablo 8.1'de verilen u'nun $W(u)$'ya karşı grafiğini bir log-log grafikte çiziniz. Bu değerlerin grafiğinin sadece 10^{-9}<u<1 aralığında çizilmesi gerekmektedir.

   (b) Aynı değerleri bir log-log grafiğinde 1/u ile $W(u)$ ilişkisi şeklinde çiziniz.

7. Yatay, basınçlı, homojen, izotrop ve sonsuz uzanımlı bir akiferin kalınlığı 30 m'dir. Akiferin tamamını kat eden bir kuyudan 1 gün süreyle ve 0,1 m^3/s sabit debi ile çekim yapılmıştır. Aşağıdaki tabloda verilen düşüm verileri pompaj kuyusundan 90 m uzakta ve yine akiferin tamamını delen bir gözlem kuyusundan elde edilmiştir. Aşağıdaki yöntemleri kullanarak iletimlilik ve depolama katsayısını hesaplayınız:

(a) Theis'ın log-log eşlemesi [Problem 6(b)'de hazırlanan tip eğriyi kullanarak].

(b) Jacob'ın yarı logaritmik grafiği.

t (dak)	h_o–h (m)	t	h_o–h	t	h_o–h	t	h_o–h
1	0,14	7	0,39	40	0,66	100	0,81
2	0,22	8	0,40	50	0,70	200	0,90
3	0,28	9	0,42	60	0,71	400	0,99
4	0,32	10	0,44	70	0,73	800	1,07
5	0,34	21	0,55	80	0,76	1000	1,10
6	0,37	30	0,62	90	0,79		

8. Homojen, izotrop ve basınçlı bir akifer 30,5 m kalınlığında ve yatay uzanımı da sonsuzdur. Akiferin tamamını delen bir üretim kuyusu 38 *l*/*s* sabit bir debi ile çekim yapmaktadır. Üretim kuyusundan 30,5 m uzaktaki bir gözlem kuyusunda pompaj başladıktan 200 gün sonraki düşüm 2,56 m'dir.

   (a) Depolama katsayısı için makul bir değer alarak akiferin iletimliğini (T) hesaplayınız.

   (b) Akiferin hidrolik iletkenliği ve sıkışabilirliğini hesaplayınız (bilinmeyen parametreler için makul değerler alınız).

9. (a) Bir kuyu yatay, basınçlı, homojen, izotrop bir akiferden 15,7 *l*/*s* debi ile çekim yapmaktadır. Pompaj kuyusundan 30 m uzaktaki gözlem kuyusunda kaydedilen düşüm verileri aşağıdaki tabloda verilmiştir. Bu verileri yarı logaritmik bir grafiğe aktararak T ve S'yi Jacob yöntemi ile hesaplayınız.

   (b) Eğrinin eğimindeki kırılma ne tür bir sınıra işaret eder? Eğrinin iki parçasının eğimlerini ölçünüz ve ikinci parçanın eğiminin birincinin eğiminin iki katı olduğuna dikkat ediniz. Bu durumda sonsuz uzanımlı eşdeğer bir akifer oluşturmak için kaç tane görüntü kuyu gereklidir? Pompaj kuyusu, görüntü kuyusu (veya kuyuları) ve sınırların muhtemel konfigürasyonunu gösteren bir enine kesit taslağı çiziniz ve görüntü kuyuların pompaj veya enjeksiyon kuyusu olduğunu belirtiniz.

t (dak)	h_o–h (m)	t	h_o–h	t	h_o–h	t	h_o–h
11	2,13	21	2,5	52	3,11	88	3,70
14	2,27	28	2,68	60	3,29	100	3,86
18	2,44	35	2,80	74	3,41	112	4,01
						130	4,14

10. Basınçlı bir akiferdeki pompaj kuyusundan (Q=500 A.B.D. gal/dak) 200 ft uzaktaki bir gözlem kuyusundan alınan yarı logaritmik zaman-düşüm grafiğinin düz çizgi kısmı, koordinatları (t=4 x 10^{-4} gün, h_o–h=1,6 ft) ve (t=2 x 10^{-2} gün, h_o–h=9,4 ft) olan iki noktadan geçmektedir.

    (a) Akifer için T ve S'yi hesaplayınız.

    (b) Pompaj başladıktan 10 saat sonra 400 ft uzaktaki düşümü hesaplayınız.

11. (a) 30 m kalınlığındaki bir basınçlı akiferin hidrolik iletkenliği laboratuvar deneylerinden bilindiği kadarıyla 4,7 x 10^{-4} m/s'dir. Pompaj kuyusundan 30 m uzaktaki bir gözlem kuyusunun Jacob yarı logaritmik grafiğinin düz kısmı, koordinatları (t=10^{-3} gün, h_o–h=0,3 m) ve (t=10^{-2} gün, h_o–h=0,6 m) olan noktalardan geçmektedir. Akiferin iletimliliği ile depolama katsayısını hesaplayınız.

    (b) Bu akiferdeki gözlem kuyusunda Jacob analiz yöntemi zaman değerlerinin hangi aralığında geçerlidir?

12. İletimliliğinin yaklaşık 1,4 x 10^{-2} m^2/s ve depolama katsayısının da yaklaşık 1,0 x 10^{-4} olduğu tahmin edilen bir basınçlı akiferde bir pompaj deneyi tasarlamanız istenmektedir. Pompaj kuyusundan 150 m uzaktaki bir gözlem kuyusunda deneyin ilk 6 saatinde en az 1 m'lik bir düşümün kolaylıkla ölçülmesi isteniyorsa, deney için hangi pompaj debisini önerirsiniz?

13. (a) Venedik (İtalya) 35 yılda 20 cm; San Jose (California) 35 yılda 20 ft oturmuştur. Bu iki şehrin (ikisini de oturmaya götüren) ortak hidrojeolojik özelliklerini maddeler halinde yazınız ve bu şartların nasıl farklı olacağına dair (toplam oturmadaki büyük farklılaşmayı dikkate alan) yorum yapınız.

    (c) Aşağıdaki veriler Venedik'te basınçlı örtü oluşturan bir kil katmanından alınan ve enine kesiti 100 cm^2 olan bir karot örneği üzerinde yapılan laboratuvar konsolidasyon deneyinden alınmıştır. Numunenin 2,0 x 10^6 N/m^2'lik efektif gerilmeye karşılık gelen sıkışabilirliğini m^2/N cinsinden hesaplayınız.

Yük (N)	0	2000	5000	10000	15000	20000	30000
Boşluk oranı	0,98	0,83	0,75	0,68	0,63	0,59	0,56

    (c) Bu veriler için sıkışabilirlik katsayısı (a_v) ve sıkışma indisini (C_c) hesaplayınız. Kil için temsilci bir K seçiniz ve konsolidasyon katsayısını (c_v) hesaplayınız.

14. Bir uçurumun hemen kenarında astarsız bir yapay gölcük oluşturulması planlanmaktadır. Buradaki jeolojik çökeller çimentolanmamış kum ve kilin ardalanmasından oluşmaktadır. Su tablasının oldukça derinde olduğu bilinmektedir.

    (a) Planlanan gölcüğün muhtemel olumsuz etkileri nelerdir?

    (b) Bu sahanın jeolojisi ve hidrojeolojisini aydınlatmada önereceğiniz çalışma yöntemlerini maddeler halinde yazarak kısaca tanımlayınız.

    (c) Hidrolik iletkenliği tayin etmede kullanılan dört yöntemi maddeler halinde yazınız. Hangilerini kullanmak daha mantıklıdır? En mantıksız olanı hangisidir? Neden?

15. Yüksekliği 10 cm ve çapı da 5 cm olan örselenmemiş silindirik bir zemin karot örneği 350 gram gelmektedir. Gözenekliliği hesaplayınız.

16. 5 cm çapındaki bir piyezometre borusunda çekimle oluşan su seviyesi 20 saat içinde %90 oranında tekrar yükseldiği durumda K'yi hesaplayınız. Giriş kısmının uzunluğu 0,5 m ve borunun çapı ile aynıdır. Hvorslev'in nokta deneyindeki varsayımların sağlandığını göz önüne alınız.

17. Şekil 8.25(a)'daki tane boyu eğrisinin bir ϕ birimi sola kaydığını varsayınız. Zeminin hidrolik iletkenliğini Hazen ilişkisine göre ve Masch ve Denny eğrilerinden hesaplayınız.

18. (a) $\Delta x=\Delta y=\Delta z$ olan bir üç boyutlu, homojen, izotrop düğümsel ağda iç kesimdeki bir düğüm noktası için dengesiz sonlu farklar denklemini elde ediniz.

    (b) $\Delta x=\Delta y$ olan bir iki boyutlu, homojen, izotrop sistemde geçirimsiz sınıra komşu bir düğüm için dengesiz sonlu farklar denklemini elde ediniz. Aynı denklemi

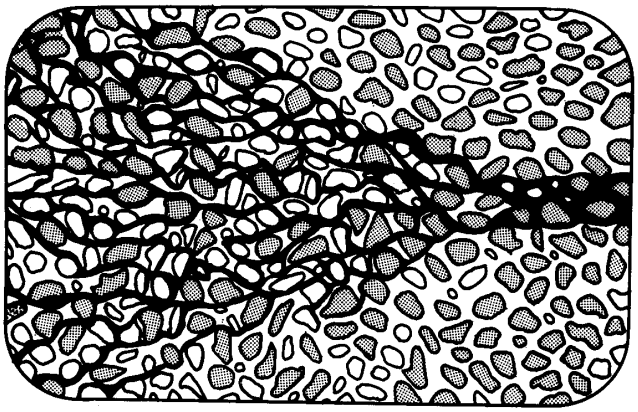
    (1) Altbölüm 8.8'deki basit yaklaşımı,

    (2) Ek IX'daki daha ileri yöntemi kullanarak elde ediniz.

19. 10^4–10^5 Ω aralığındaki rezistörlerin ve 10^{-12}–10^{-11} F aralığındaki kapasitörlerin piyasada mevcut olduğunu varsayınız. $T\approx10^5$ A.B.D. gal/gün/ft ve $S\approx3 \times 10^{-3}$ olan bir akiferin analog benzetişimi için bir dizi ölçek faktörü seçiniz. Akiferin alanı yaklaşık olarak 10 mil kare ve 10^6 A.B.D. gal/gün'lük toplam pompaj oranına tepki olarak onlarca yıllık zaman içinde beklenen düşüm de onlarca ft mertebesindedir.

BÖLÜM 9

Yeraltı Suyu Kirlenmesi



Sanayileşmiş ülkelerdeki yeraltı suyu incelemelerinde ağırlık geçtiğimiz yıllarda yeraltı suyu temin problemlerinden yeraltı suyu kalitesine yönelmiştir. Tüketim alışkanlıklarımızın bir sonucu olarak, yeraltı suyu ortamı giderek artan sayıda çözünebilir kimyasal madde türlerinin hücumuna maruz kalmaktadır. Mevcut verilere göre A.B.D.'ndeki 17 milyon atık depolama tesisinden yeraltına her yıl 6,5 milyon metreküpten daha fazla sıvı gönderilmektedir (U.S. Environmental Protection Agency, 1977). Bundan birkaç onyıl önce beşerî faaliyetlerle kalitesi fazlaca bozulmamış olan geniş yeraltı tatlı su rezervuarlarının kalitesi zamanla azalmaktadır.

Nehir ve göllerin su kalitesindeki kötüleşme problemi uzun zamandan beri bilinmektedir. Bu problemlerin çözümünün genellikle kirlilik kaynaklarını ortadan kaldıracak etkin yasal düzenlemelerle mümkün olacağı düşünülmektedir. Dünyanın birçok değişik yerinde şimdiye dek yapılan kirlilik kaynaklarını azaltma önlemleri sayesinde yüzey suları kalitesinde son derece olumlu gelişmeler kaydedilmiştir. Yeraltı suyu kalitesindeki bozulma problemlerinin önüne geçilmesinin ne yazık ki birkaç yönden çok zor olduğu bilinmektedir. Yeraltı sistemlerine özgü heterojenliklerden dolayı kalitesi bozulmuş yeraltı suyu kuşaklarının tespit edilmesi çok zor olabilmektedir. U.S. Environmental Protection Agency (1977)'nin raporunda bilinen akifer kirlenmesi olaylarının hemen hepsinin üretim kuyularının kirlenmesinden bir süre sonra tespit edildiği belirtilmiştir. Yeraltı suyu kirlenmesi tam anlamıyla tespit edildiğinde önleyici tedbirlerin uygulanması için genellikle çok geç kalınmış olmaktadır. Su kalitesi açısından bakıldığında yeraltı suyunda kalite bozulması, genellikle problemin gerçek boyutlarının kolaylıkla ortaya konabilmesi için uzun zaman gerektirmektedir. Kirlenmiş akiferlerden kirleticilerin temizlenmesi için uzun bir süre yeraltı suyu akışının olması gereklidir. Akiferlerde veya akiferlerin bir kısmındaki yeraltı suyu kirlenmesinin çoğu zaman temizlenmesi mümkün olmamaktadır.

Yüzey sularında arzu edilen kalitenin elde edilmesi çabaları genellikle bu sistemlere karışan ve bilinen kirlenme kaynaklarının azaltılması üzerinde yoğunlaşmaktadır. Yeraltı suyu kaynaklarının korunması konusunda bilim adamları ve mühendislerin karşı karşıya kaldığı problemler, kirleticilerin yeraltı suyu akış

sistemine nereden ve hangi mekanizmalarla girdiğinin tespit edilmesi ve kirleticilerin akış sistemleri içinde taşınmasına dair güvenilebilir hesaplamaların yapılmasıdır. Bunların yapılması, mevcut veya planlanan endüstriyel, tarımsal veya kentsel faaliyetlerin yeraltı suyu kalitesi üzerindeki etkisini asgariye indirmek için özellikle gereklidir.

Bu bölümün amacı, çözünmüş kirleticilerin yeraltındaki göçünü etkileyen fiziksel ve kimyasal faktörleri belli bir ölçüde tanımlamaya çalışmaktır. Bu kapsamda, reaksiyona girmeyen çözünenler ve yeraltındaki hareketi sırasında reaksiyona maruz kalan çözünenlerin davranışı ele alınacaktır. Bunu takiben tarım, maden ve nükleer enerji geliştirme gibi faaliyetlerle ilgili daha özel kirlenme problemleri ile kanalizasyon ve endüstriyel atıkların depolanması konuları kısaca gözden geçirilecektir.

Beşerî faaliyetler sonucunda hidrojeolojik ortama giren tüm çözünenler, su kalitesinde önemli derecede bozulmalara yol açabilecek konsantrasyon düzeylerine erişmelerine bakılmaksızın, bu bölümün başından sonuna kadar *kirleticiler* olarak kullanılmıştır. *Kirlenme* terimi ise, kirletici konsantrasyonlarının sakıncalı kabul edildiği düzeye eriştiği durumlar için kullanılmaktadır.

Bu bölümde, *çözünmüş* kirleticilerin yeraltı suyundaki göçünün oluşumu ve bunları kontrol eden süreçlere vurgu yapılmıştır. Yeraltı suyu ayrıca akışkan haldeki yağlı maddeler tarafından da kirletilebilir. Suda çözünmeyen yağlı akışkan madde suyla *karışmayan* özelliktedir. Suyla karışmayan akışkanların yeraltı sistemlerindeki hareketini kontrol eden fiziksel süreçler Bear (1972) tarafından tanımlanmış olup, Altbölüm 9.5'de ele alınmıştır.

9.1 Su Kalitesi Standartları

Yeraltı suyu akış sistemlerinde kirletici davranışının prensipleri ve yeraltı suyu kirlenmesinin kaynağı konusundaki açıklamalarımıza girmeden önce bazı önemli su kalitesi standartlarını kısaca gözden geçireceğiz. Bu standartlar, kimyasal analiz sonuçlarına dayalı olarak suyun değişik amaçlı kullanımlara elverişli olup olmadığını değerlendirmede kullanılmaktadır. Bu standartların en önemlisi içme suyu için geliştirilmiş olanlardır (Tablo 9.1). İçme suyundaki inorganik bileşenlerin tavsiye edilen sınır değerleri uzun süredir kullanımdadır. Pestisid artıkları gibi organik bileşenlerin sınır değerleri son zamanlarda söz konusu olmuştur. İçme suyu standartlarına dahil edilmesi gereken spesifik organik bileşenler ile bu bileşenler için konması gereken konsantrasyon sınırları arasında önemli bir ihtilaf vardır.

Tablo 9.1'de tavsiye edilen izin verilebilir sınır değerleri verilen majör bileşenler, toplam çözünmüş katı madde (TÇK), sülfat ve klorürdür. Bu değerlerden büyük konsantrasyonlar içeren suyun insanlar tarafından tüketilmesinde genellikle bir tehlike bulunmamaktadır. Çoğu yerde içme suyu olarak kullanılan yeraltı sularında bu parametrelerin biri veya daha fazlası sınır değerlerini aşmaktadır. Tuzluluğun tad ile teşhis edilebilmesi için sudaki klorür konsantrasyonunun birkaç yüz mg/*l* mertebesinde olması gerekir.

Tablo 9.1 İçme suyu standartları.

Bileşen	Tavsiye edilen konsantrasyon sınırı [a] (mg/*l*)
İnorganik	
Toplam çözünmüş katı	500
Klorür (Cl)	250
Sülfat (SO_4^{-2})	250
Nitrat (NO_3^-)	45 [b]
Demir (Fe)	0,3
Mangan (Mn)	0,05
Bakır (Cu)	1,0
Çinko (Zn)	5,0
Bor (B)	1,0
Hidrojen sülfür (H_2S)	0,05
	Maksimum izin verilebilir konsantrasyon [c]
Arsenik (As)	0,05
Baryum (Ba)	1,0
Kadmiyum (Cd)	0,01
Krom (Cr^{VI})	0,05
Selenyum	0,01
Antimon (Sb)	0,01
Kurşun (Pb)	0,05
Cıva (Hg)	0,002
Gümüş (Ag)	0,05
Florür (F)	1,4–2,4 [d]
Organik	
Siyanür	0,05
Endirin	0,0002
Lindan	0,004
Metoksiklorür	0,1
Toksafen	0,005
2,4-D	0,1
2,4,5-TP silveks	0,01
Fenoller	0,001
Karbon kloroform	0,2
Sentetik deterjanlar	0,5
Rayonükleidler ve radyoktivite	Maksimum izin verilebilir aktivite (pCi/*l*)
Radyum 226	5
Stronsiyum 90	10
Plütonyum	50000
Gros beta aktivitesi	30
Gros alfa aktivitesi	3
Bakteriyolojik	
Toplam koli bakterisi	100 ml'de 1 adet

Kaynaklar: U.S. Environmental Protection Agency, 1975 ve Dünya Sağlık Örgütü (WHO), Avrupa Standartları, 1970.

[a] Bu bileşenler için tavsiye edilen sınır değerleri başlıca görünüş ve tad karakteristikleri sağlamak içindir.

[b] A.B.D. ve Kanada standartlarına göre NO_3^- sınırı 10 mg/*l* olarak ifade edilmektedir. Avrupa standartlarında bu sınır N için 11,3 mg/*l*; NO_3^- için 50 mg/*l*'dir.

[c] Maksimum izin verilebilir sınırlar sağlık kriterlerine göre belirlenir.

[d] Sınır değeri bölgenin hava sıcaklığına bağlıdır; suyun uzun süre tüketilmesi durumunda florür 5–10 mg/*l*'de zehirli olmaktadır.

Suyun sertliği sodyum sabunlarıyla reaksiyona girerek katı sabun üreten veya köpüksü kalıntı bırakan, negatif iyonlarla reaksiyona giren ve bir kapta kaynatıldığında katı bir kabuk bırakan metalik iyonlar bileşeni olarak tanımlanır (Camp, 1963). Sertlik genelde $CaCO_3$'ın mg/*l* eşdeğeri cinsinden Ca^{+2} ve Mg^{+2}'un toplam konsantrasyonu olarak ifade edilmektedir. Ca^{+2} ve Mg^{+2} konsantrasyonlarını aşağıdaki eşitlikteki gibi uygulamak suretiyle elde edilir ve birimi de mg/*l*'dir:

$$\text{Toplam sertlik}=2{,}5(Ca^{+2})+4{,}1(Mg^{+2}) \qquad (9\text{-}1)$$

Her bir konsantrasyon $CaCO_3$'ın formül ağırlığının iyonun atomik ağırlığına oranı ile çarpılır; böylece de 2,5 ve 4,1 çarpanları ortaya çıkar. 150 mg/*l*'den daha büyük sertlik değerleri su için çok sert olarak değerlendirilir. Yumuşak suların sertlik değeri 60 mg/*l*'den küçüktür. İçme sularında sertliğin 80-100 mg/*l*'den daha büyük olduğu yerlerde yumuşatma işlemi çok yaygındır. Kalorifer kazanında kullanılacak sularda sertliğin 60-80 mg/*l*'den büyük olması halinde aşırı bir kabuk oluşumu (karbonat minerali çökelimi) söz konusudur.

İçme suyundaki minör ve iz inorganik bileşenler için tavsiye edilen sınır değerleri arasında pekçoğu insan sağlığına doğrudan zarar verme nedeni yerine başka nedenlerden dolayı konmuştur. Sözgelimi demir ve manganın ikisi de insan vücudu için gerekli maddelerdir. Bu maddelerin vücuda içme suyuyla giren miktarı vücut gereksiniminin çok küçük bir kısmını oluşturur. Standartlarda bu metallere getirilen tavsiye sınır değerleri, bu metallerin oksitleri çok zor çözündüğünden, evlerde su kullanımı sırasında leke oluşturma veya çökelme gibi nedenlerle sadece kullanımından kaçınmak amacıyla getirilmiştir (Camp, 1963). Çinkodaki 5 mg/*l* sınırı daha yüksek konsantrasyonlardaki çinko tadını önlemek için getirilmiştir. Genel sağlığa herhangi bir zarar vermeden 40 mg/*l* gibi yüksek konsantrasyonlara izin vermek mümkündür. Ancak, çinkonun 0,02 mg/*l* gibi düşük konsantrasyonları bile balıklar için zehirlidir. Balıkların önemli bir bileşen olduğu ekolojik sistemlerde çinko kirlenmesi ciddî bir kirlenme olarak kabul edilir fakat, su kullanımı sadece insan tarafından tüketilme şeklinde ise, bu kirlenme minör düzeyde kabul edilebilir.

Yeraltı suyunda en yaygın şekilde teşhis edilebilen kirletici nitrattır (NO_3^-). İçme suyunda nitratın tavsiye edilen sınır değeri NO_3^- olarak ifade edildiğinde 45 mg/*l*; N olarak ifade edildiğinde 10 mg/*l*'dir. Dünya Sağlık Örgütü tarafından Avrupa'da tavsiye edilen sınır değeri NO_3^- olarak ifade edildiğinde 50 mg/*l*; N olarak ifade edildiğinde 11,3 mg/*l*'dir. Devamlı surette tüketildiği takdirde NO_3^-'ın aşırı konsantrasyonları bebekler ile büyükbaş ve küçükbaş hayvanlar için zararlıdır. Yetişkinler çok daha yüksek konsantrasyonları kaldırabilirler. Bu nedenle, sudaki NO_3^- konsantrasyonunun hangi düzeyde olduğunda önemli bir kirletici kabul edileceği konusu su kullanım amacına bağlıdır.

İçme suyu standartlarında *maksimum izin verilebilir konsantrasyon sınırına* tabi bileşenler (Tablo 9.1), belirli bir sınır üzerindeki konsantrasyonlarda insan sağlığı için

önemli potansiyel tehlike arz eden bileşenlerin tümü olarak değerlendirilmektedir. İçme sularında bu sınır değerleri aşılmamalıdır. Bir veya daha fazla bileşen için sınır değerinin aşılması halinde su insan tüketimi için elverişsiz hale gelir. Tablo 9.1'de belirtilen sınır değerleri şu anda A.B.D. ve Kanada'da uygulanan değerlerdir. Sınır değerleri zaman zaman değiştirilir. İz bileşenlerin insan sağlığı hakkında daha çok şey öğrenildikçe özellikle organik maddeler konusunda olmak üzere maksimum izin verilebilir sınır değerleri başlığı altında verilen bileşenler listesi uzatılabilir.

Çoğu bölgelerde yeraltı suyunun en önemli kullanımı tarım alanındadır. Böyle durumlarda yeraltı suyu kalitesini hayvancılık veya sulama için belirlenen ölçütlere göre değerlendirmek gerekir. Bu tür kullanımlar için tavsiye edilen konsantrasyon sınır değerleri Tablo 9.2'de verilmiştir. Buradaki bileşenler listesi ve konsantrasyon sınır değerleri içme suyundaki kadar sıkı değildir. Ancak, bu su kriterleri suyun insan tarafından tüketimi söz konusu olmasa bile çoğu bileşenlerde beşerî faaliyetlerden kaynaklanan artışın yeraltı suyu kalitesini ciddî anlamda bozabileceğini ifade etmektedir.

Tablo 9.2 Hayvancılık ve sulu tarım için sudaki tavsiye edilen konsantrasyon sınır değerleri.

	Küçükbaş ve büyükbaş hayvanlar için tavsiye edilen sınır değerleri (mg/*l*)	Sulu tarım için tavsiye edilen sınır değerleri (mg/*l*)
Toplam çözünmüş katı madde		
Küçük hayvanlar	3000	700
Kümes hayvanları	5000	
Diğer hayvanlar	7000	
Nitrat	45	–
Arsenik	0,2	0,1
Bor	5	0,75
Kadmiyum	0,05	0,01
Krom	1	0,1
Florür	2	1
Kurşun	0,1	5
Cıva	0,01	–
Selenyum	0,05	0,02

Kaynak: U.S. Environmental Agency, 1973b.

9.2 Taşınma Süreçleri

Gözenekli birimlerdeki çözünenlerin taşınmasını tanımlamada kullanılan diferansiyel denklemlerin geliştirilmesinde ortak başlangıç noktası akış alanı içinde sabit bir eleman hacmine giren ve çıkan akışın göz önüne alınmasıdır. Bu eleman hacmi için kütlenin korunumu yasası şu şekildedir:

eleman içinde çözünen kütlesindeki net değişim miktarı	=	elemandan dışarı çözünen akışı	−	Eleman içine çözünen akışı	±	reaksiyonlardan kaynaklanan çözünen kaybı veya kazanımı	(9-2)

Eleman hacmi içine veya dışına doğru akışı kontrol eden fiziksel süreçler *adveksiyon* ve *hidrodinamik dispersiyondur*. Eleman hacminde çözünen kütlesindeki kayıp veya kazanım kimyasal veya biyokimyasal *reaksiyonlar* neticesinde veya radyoaktif bozunma neticesinde olur.

Adveksiyon, akan yeraltı suyu ile taşınan çözünen hareketinin bileşenidir. Taşınma hızı ortalama doğrusal yeraltı suyu hızına ($\bar{v}$) eşittir. Burada, $\bar{v} = v/n$ olup, v: özgül debi ve n: gözenekliliktir (Altbölüm 2.12). Adveksiyon süreci bazen *konveksiyon* olarak da adlandırılmaktadır. Bu kitapta ısısal nedenlerle akan yeraltı suyu akışı için kullanılan konveksiyon terimi 11. Bölümde ele alınmıştır.

Dispersiyonun matematiksel tanımlamaları şimdilik ortamın dispersiyon özelliklerine göre izotrop olan malzemelerle sınırlıdır. Doygun izotrop ortamdaki çözünmüş reaktif bileşenlerin taşınmasını tanımlayan temel diferansiyel denklem Ek X'da türetilmiştir. Bu denklem *adveksiyon-dispersiyon denklemi* olarak bilinir. Buradaki amacımız bu eşitlikteki terimlerin (adveksiyon, dispersiyon ve reaksiyon) fiziksel önemlerini incelemektir. Fiziksel süreçlerle başlayıp daha sonra dikkatimizi kimyasal süreçlere çevireceğiz.

Homojen Ortamlardaki Reaktif Olmayan Bileşenler

Doygun, homojen, izotrop malzemelerde dengeli üniform akışta [(A10-11) eşitliği, Ek X] reaktif olmayan çözünmüş bileşenlerin bir boyutlu adveksiyon-dispersiyon denklemi şu şekildedir:

$$D_l \frac{\partial^2 C}{\partial l^2} - \bar{v}_l \frac{\partial C}{\partial l} = \frac{\partial C}{\partial t} \tag{9-3}$$

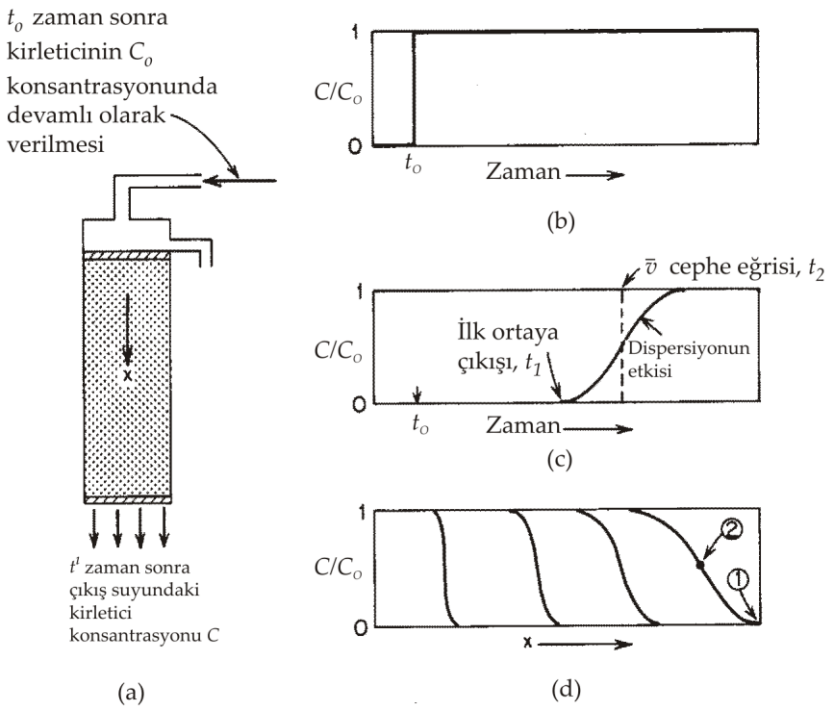
Burada, l: akış çizgisi boyunca eğrisel koordinat yönü, $\bar{v}$: ortalama doğrusal yeraltı suyu hızı, D_l: boyuna yönde (yani akış yolu boyunca) hidrodinamik dispersiyon katsayısı ve C: çözünen konsantrasyonudur. Taşınma denkleminin bu formunda kimyasal reaksiyonlar, biyolojik dönüşümler ve radyoaktif bozunmanın etkisi dikkate alınmamıştır. Hidrodinamik dispersiyon katsayısı iki bileşen cinsinden ifade edilebilir:

$$D_l = \alpha_l \bar{v} + D^* \tag{9-4}$$

Burada, α: gözenekli ortamın dinamik dispersivite olarak bilinen karakteristik bir özelliği veya basitçe dispersivite [L] ve D^*: gözenekli ortamdaki çözünenin moleküler difüzyon katsayısıdır [L^2/T]. Suda çözünen türlerin D^* ve difüzyon katsayısı ilişkileri

Altbölüm 3.4'de verilmiştir. Bazı araştırmacılar dispersiyon katsayısının mekanik bileşeninin daha doğru bir ifadesinin $\alpha \bar{v}^m$ şeklinde olduğunu belirtmişlerdir. Buradaki m, değeri 1 ile 2 arasında olan ve ampirik olarak bulunan bir sabittir. Laboratuvar çalışmaları granüle jeolojik malzemelerde pratik amaçlarla m'nin genellikle 1 olarak alınabileceğini göstermektedir.

Şekil 9.1(a)'da gösterilen klasik deney bir boyutlu adveksiyon-dispersiyon denkleminin fiziksel anlamını görsel olarak en doğrudan ifade etme yollarından biridir. Bu deneyde reaktif olmayan ve C_o konsantrasyonundaki bir izleyici homojen granüle malzemeden paketlenmiş bir kolondaki dengeli akış rejiminin memba ucuna devamlı surette eklenir. Sadece görsel sunum amacıyla, izleyici ortama verilmeden önce ortamdaki izleyici konsantrasyonu sıfır olarak kabul edilmiştir. Kolondaki izleyici konsantrasyonunu C/C_o olarak tanımlanan göreceli konsantrasyon olarak ifade etmek daha uygun olacaktır. Burada, C: kolondaki veya çıktıdaki konsantrasyondur. Bu nedenle, izleyici girdisi Şekil 9.1(b)'de gösterildiği gibi bir adım fonksiyonu şeklinde



Şekil 9.1 Gözenekli malzemeden oluşan kolondan geçen bir izleyicinin boyuna dispersiyonu. (a) İzleyicinin devamlı uygulandığı ve dengeli akıştaki kolonun t_o zamanından sonraki durumu; (b) adım fonksiyonu türündeki izleyicinin girdi ilişkisi; (c) kolondan çıkan sudaki izleyicinin göreceli konsantrasyonu etkisini gösterir; (d) kolonda değişik zamanlardaki konsantrasyon profili.

ifade edilebilir. Kolondan dışarı akışın *cephe eğrisi* olarak bilinen konsantrasyon–zaman ilişkisi Şekil 9.1(c)'de görülmektedir. İzleyicinin kolonda mekanik dispersiyon veya moleküler difüzyon olmadan hareket ettiği kabul edilirse, izleyici cephesi tampon gibi geçerek kolondan adım fonksiyonu olarak çıkacaktır. Bu durum Şekil 9.1(c)'de kesikli çizgi ile gösterilmiştir. Ancak, gerçek şartlarda mekanik dispersiyon ve moleküler difüzyon gelişir ve cephe eğrisi yayılarak $\bar{v}$ hızında seyahat eden suyun varışından önce (t_2 zamanı) izleyicinin kolondan dışarı akışında ortaya çıkmasına eden olur. Bu durum Şekil 9.1(c)'de gösterilmiştir.

Şekil 9.1(d)'de kolon içinde cephe eğrisinden önce değişik zamanlarda dispersiyon ara yüzeylerinin "anlık" resimleri görülmektedir. İzleyici cephesi akış yolu boyunca yayılır. Profilin yayılması seyahat mesafesiyle birlikte artar. Şekil 9.1(d)'de 1 ve 2 noktaları ile gösterilen pozisyonlar Şekil 9.1(c)'de t_1 ve t_2 olarak gösterilen zamanlara karşılık gelir. Mekanik dispersiyon ve moleküler difüzyon bazı izleyici moleküllerinin suyun ortalama doğrusal hızından daha hızlı hareket etmesine; bazılarının ise daha yavaş hareket etmesine neden olur. Kolon içinde suyun ortalama doğrusal hızı suyun girdi hızı (Q) nA ile bölünmek suretiyle bulunur. Burada, A: kolonun enine kesit alanı ve n: gözenekliliktir [(2-82) eşitliği].

Adım fonksiyonu girdisiyle temsil edilen sınır koşulları matematiksel olarak şu şekilde ifade edilir:

$$C(l,0) = 0 \qquad l \geq 0$$

$$C(0,t) = C_o \qquad t \geq 0$$

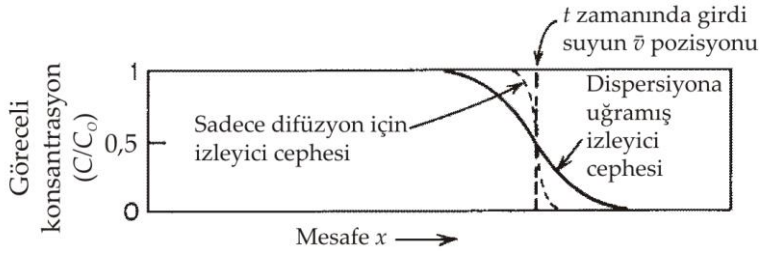
$$C(\infty,t) = 0 \qquad t \geq 0$$

Bu sınır şartlarında doygun, homojen, gözenekli ortam için (9-3) eşitliğinin çözümü şu şekildedir (Ogata, 1970):

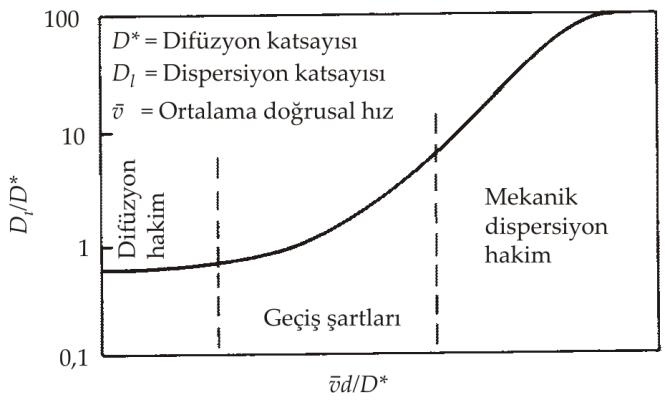
$$\frac{C}{C_o} = \frac{1}{2}\left[erfc\left(\frac{1-\bar{v}t}{2\sqrt{D_l t}} \right) + \exp\left(\frac{\bar{v}l}{D_l} \right) erfc\left(\frac{1-\bar{v}t}{2\sqrt{D_l t}} \right) \right] \tag{9-5}$$

Burada, erfc: Ek V'de liste halinde verilen tamamlayıcı hata fonksiyonunu, l: akış yolu boyunca mesafeyi ve $\bar{v}$: ortalama doğrusal su hızını temsil etmektedir. Gözenekli ortamın dispersivitesinin büyük olduğu şartlarda denklemin sağ tarafındaki ikinci terim ihmal edilir. (9-5) eşitliği Şekil 9.1(c) ve (d)'de gösterilen cephe eğrileri ve konsantrasyon profillerinin şekillerini hesaplamada da kullanılır. (9-3) eşitliğinin başka sınır şartları için analitik çözümleri Rifai vd. (1956), Ebach ve White (1958), Ogata ve Banks (1961), Ogata (1970) ve diğerleri tarafından verilmiştir.

Gözenekli malzemelerde göç eden izleyicilerin veya kirleticilerin konsantrasyon profillerinin ve cephe eğrilerinin yayılmaları mekanik dispersiyon ve moleküler difüzyondan ileri gelir. Şekil 9.2'de daha önce Şekil 9.1(a)'da temsil edilen deneysel şartların konsantrasyon profili görülmektedir. Bu grafikte eğrilerin yayılmasına moleküler difüzyonun katkısı şematik olarak gösterilmiştir. Düşük hızda difüzyon dispersiyona önemli şekilde katkı sağlar ve bu nedenle de hidrodinamik dispersiyon katsayısı difüzyon katsayısına eşit olur (D_l=D^*) Yüksek hızda egemen dispersiyon süreci mekanik karışma olup, bu durumda $D_l=\alpha_l \bar{v}$ olur. Ortamın daha büyük olan dispersivitesi çözünen cephesi ilerlerken daha fazla karışmaya neden olur. Difüzyon etkisi ve mekanik dispersiyon arasındaki ilişkiler doygun homojen granüler malzemedeki izleyici göçü üzerinde yapılan laboratuvar deneyleriyle tespit edilmiş olup, Şekil 9.3'de verilmiştir. Boyutsuz $\bar{v}\, d/D^*$ parametresi *Peclet sayısı* olarak bilinir. Burada, d: ortalama partikül çapıdır. Peclet sayısı ile D_l/D^* arasındaki ilişkinin gerçek şekli gözenekli ortamın karakterine ve deneylerde kullanılan akışkana bağlıdır. Şekil 9.3'de gösterilen genel şekil değişik araştırmacılar tarafından değişik ortamlar üzerinde yapılan deneylere dayalı olarak geliştirilmiştir (Bear, 1972).

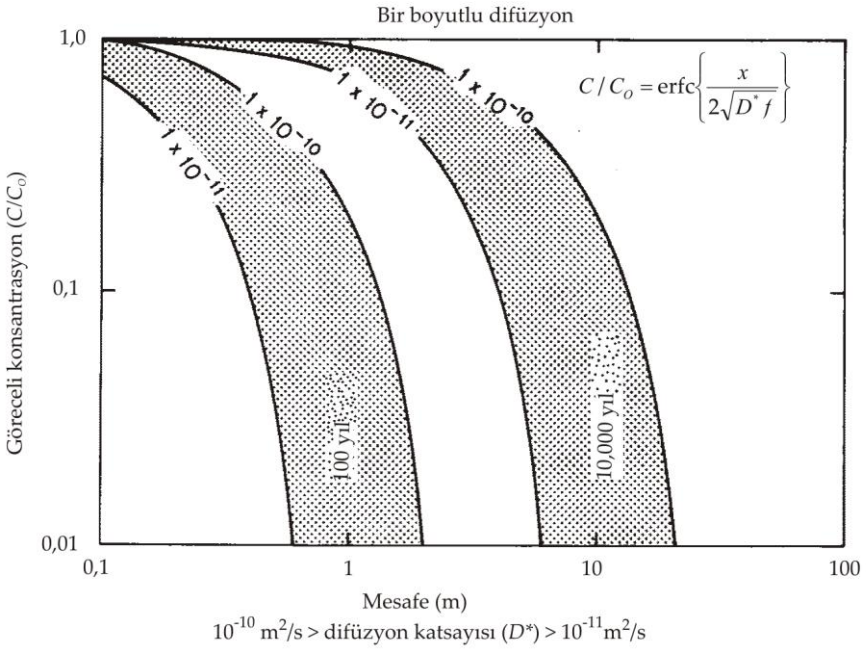


Şekil 9.2 Girdisi adım şeklinde olan bir kolonda moleküler difüzyon ve mekanik difüzyonun kirlenme cephesinin yayılmasına katkısını gösteren şematik diyagram.



Şekil 9.3 Üniform tanelerden oluşan bir kumda Peclet sayısı ile boyuna dispersiyon katsayısı oranı ve moleküler difüzyon katsayısı arasındaki ilişki.

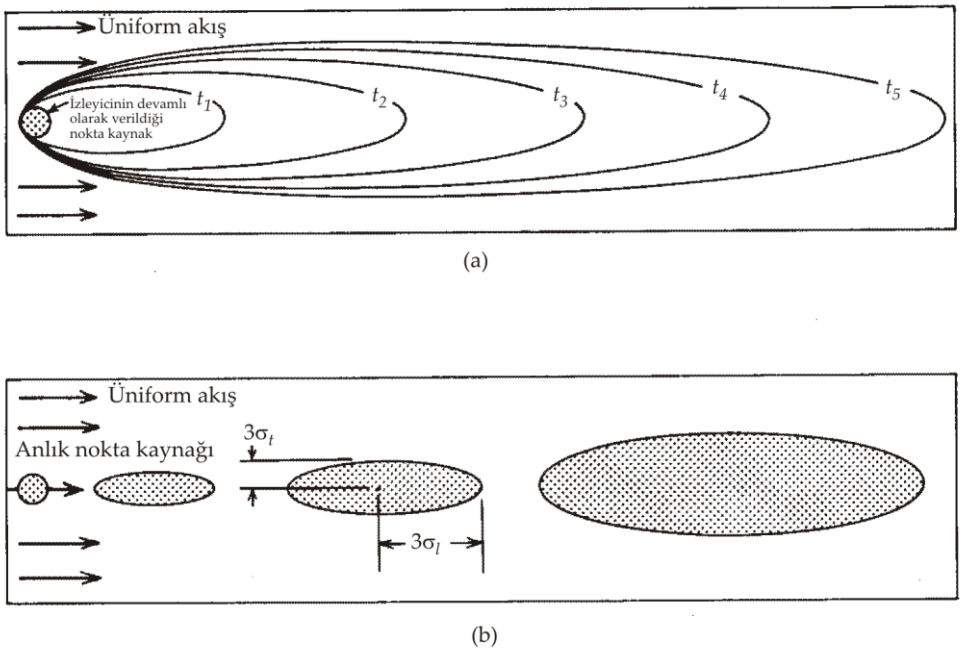
(9-5) eşitliğindeki sınır koşullarının uygulanabildiği yerlerde ve yeraltı suyu hızının mekanik dispersiyonun moleküler difüzyona kıyasla ihmal edilebilecek kadar küçük olduğu yerlerde (9-5) eşitliği Fick'in ikinci yasasındaki bir boyutlu çözüme indirgenir. Bu "yasa" Altbölüm 3.4'de tanımlanmıştır. Bir boyutlu difüzyonun gerçekleştiği hız Şekil 9.4'de grafik olarak gösterilmiştir.



Şekil 9.4 $C=C_o$ ve t>0 durumunda bir kaynaktan moleküler difüzyon yoluyla uzaklaşan kirletici cephesinin pozisyonları. Göç süreleri 100 ve 10.000 yıldır.

Şekilde, 100 ve 10.000 yıllık difüzyon süreleri için difüzyon mesafeleri göreceli konsantrasyonun bir fonksiyonu olarak gösterilmiştir. Difüzyon mesafeleri (3-47) eşitliğinde 1 x 10^{-10} ve 1 x 10^{-11} m²/s difüzyon katsayıları kullanılarak elde edilmiştir. Bu değerler killi jeolojik çökellerde reaktif olmayan tipik türlerin aralığını temsil eder. Çimentolanmamış iri taneli malzemelerin değerleri genellikle 1 x 10^{-10} m²/s'den büyüktür fakat kimyasal türlerin sudaki katsayılarından (yani 2 x 10^{-9} m²/s'den) küçüktür. Şekil 9.4'de difüzyonun geniş bir zaman aralığında kirleticileri düşük geçirgenlikli malzemelerde bile uzak mesafelere götürebileceği görülmektedir. Bu zaman ölçeğinde kirletici göçünün önemli olup olmadığı problemin karakterine bağlıdır. Radyoaktif atıkların veya ileri derecede zehirli inorganik ya da organik bileşiklerin yeraltında depolanması durumunda difüzyon önemli bir süreç olabilir.

Dispersif sürecin karakteristik özelliklerinden biri, şartların da elverişli olması halinde, hem boyuna akış yönünde hem de buna dik yönde çözünenin yayılmasına neden olmasıdır. Bu durum iki boyutlu yatay akış alanı için Şekil 9.5(a)'da şematik olarak gösterilmiştir. Bu deneysel kum kutusunda, reaktif olmayan bir izleyici üniform akış alanına devamlı dengeli girdi olarak verilmektedir. İki boyutlu bu akış alanındaki dispersiyon Şekil 9.5(b)'de başka bir deneysel düzenek ile gösterilmiştir. Bu durumda izleyici üniform akış rejimine anlık bir nokta kaynak şeklinde verilmektedir. İzleyici akış yolu boyunca taşınırken yatay düzlemdeki tüm yönlerde yayılır. İzleyicinin akış rejimindeki toplam kütlesi değişmez fakat bu kütle gözenekli ortamda giderek büyüyen bir hacmi işgal eder. Gözenekli ortam dokusal özelliklere ve hidrolik iletkenliğe göre izotrop olsa bile mekanik dispersiyon süreci yöne bağımlıdır. Şekil 9.5(b)'de izleyicinin sistemde taşınması sırasında gelişen elips şekilli izleyici zonu görülmektedir. Bu durum mekanik dispersiyon *sürecinin* anizotrop olmasından ileri gelir. Akış yönündeki dispersiyon (boyuna dispersiyon) akış yönüne dik olan yönlerdeki dispersiyondan (enine dispersiyondan) daha kuvvetlidir.



Şekil 9.5 Bir izotrop kumda iki boyutlu üniform akış alanında izleyicinin yayılması. (a) Adım fonksiyonu başlangıç şartında izleyicinin devamlı verilmesi; (b) anlık nokta kaynağı.

(9-5) eşitliğindeki gibi bir boyutlu ifadeler laboratuvardaki kolon deneylerinin yorumlanmasında yararlıdır fakat, arazideki dispersiyon hem boyuna hem de enine yönlerde geliştiği için arazi problemlerinin analizindeki kullanımı sınırlıdır.

Adveksiyon-dispersiyon denkleminin üç boyutta çözümüne [Ek X, (A10-9) eşitliği] bir örnek olması bakımından Baetsle (1969) tarafından tanımlanan bir yaklaşımı takip edeceğiz. Şekil 9.5(b)'de olduğu gibi, kirleticinin x=0, y=0, z=0'daki nokta kaynağında anlık olarak takdim edildiği varsayılır. Kirletici kütlesi daha sonra taşınma ile homojen, izotrop ortamdaki dengeli rejim üniform akış alanında x yönünde kaynaktan uzağa götürülür. Kirletici kütlesi akış sisteminde taşınırken t zamanındaki kirletici kütlesi dağılımı aşağıdaki bağıntı ile ifade edilir:

$$C(x,y,z,t) = \frac{M}{8(\pi t)^{3/2}\sqrt{D_x D_y D_z}} \exp\left(-\frac{X^2}{4D_x t} - \frac{Y^2}{4D_y t} - \frac{Z^2}{4D_z t}\right) \qquad (9\text{-}6)$$

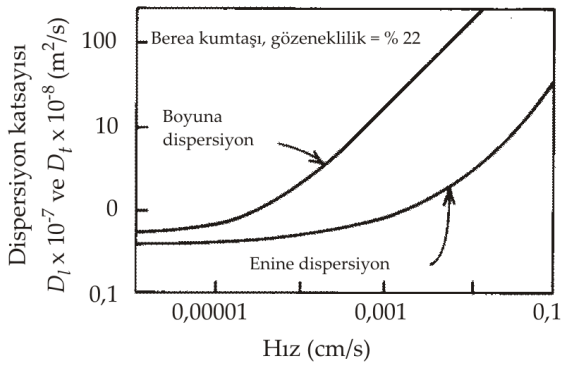
Burada, M: nokta kaynaktan verilen kirleticinin kütlesi, D_x, D_y ile D_z: x, y, z yönlerindeki dispersiyon katsayıları ve X, Y ile Z: kirletici kütlesinin ağırlık merkezinden (9-6) yönlerindeki mesafelerdir. Kirletici kütlesinin ağırlık merkezinin t zamanındaki pozisyonu akış yolunda x yönünde (x_t, y_t, z_t) koordinatlarında olacaktır. Burada, y_t=z_t=0 ve x_t=$\overline{v}\ t$ =vt/n olup, $\overline{v}$: ortalama doğrusal hız, v=özgül debi ve n: gözenekliliktir. (9-6) eşitliğinde X=$x-\overline{v}\ t$, Y=y ve Z=z'dir. (9-6) eşitliğinden maksimum konsantrasyonun kirlenme bulutunun ağırlık merkezinde; yani, X=0, Y=0 ve Z=0'da olduğu görülür. Kaynaktan verilen kirleticinin konsantrasyonunun kütlesi $C_o V_o$'a eşittir. Burada, C_o: başlangıçtaki konsantrasyon ve V_o: başlangıçtaki hacimdir. Başlangıç şartlarının matematiksel formül şeklinde ifade edilmesinde kirletici girdisi bir noktadan yapılır ve bu nedenle de kütlesi mevcuttur fakat hacmi sıfırdır. Ancak, bu durum pratikte $C_o V_o$ büyüklüğü ile ifade edilmektedir.

Kirletici bulutunun ağırlık merkezinde oluşan pik konsantrasyonu (9-6) eşitliğinden aşağıdaki gibi bulunur:

$$C_{\max} = \frac{C_o V_o}{8(\pi t)^{3/2}\sqrt{D_x D_y D_z}} \qquad (9\text{-}7)$$

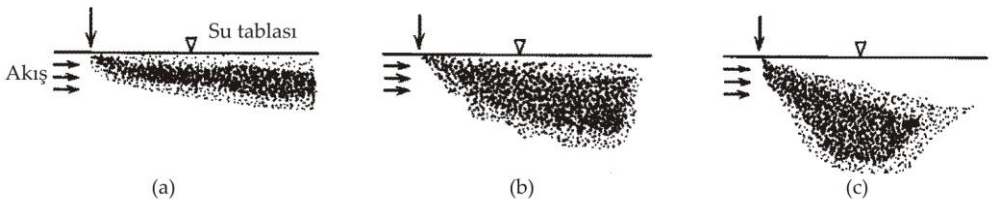
Kirletici kütlesinin %99,7'sinin oluştuğu zon, boyutları kütle merkezinden ölçülen ve $3\sigma_x$=$(2D_x t)^{0,5}$, $3\sigma_y$=$(2D_y t)^{0,5}$ ve $3\sigma_z$=$(2D_z t)^{0,5}$ (burada σ: konsantrasyon dağılımının standart sapmasıdır) ile ifade edilen bir elipsoid ile tanımlanır. Bu durum Şekil 9.5(b)'de xy düzleminde gösterilmiştir. Moleküler difüzyon düşük hızlarda egemen dispersif mekanizma olup, göç eden kirletici bulutu daireseldir. Bu eşitlikler anlık nokta kaynağı ve üniform akış gibi idealize edilmiş şartlara dayalı olduğundan, çoğu arazi durumlarının analizindeki kullanımları sınırlıdır. Ancak, basit hidrojeolojik arazi şartlarında dökülme şeklindeki küçük kirletici kaynaklarından veya gömülü atıklardan sızan kirletici paternlerini kabaca belirlemede kullanılabilirler (Baetsle, 1969). İki ve üç boyutlu uzayda kirletici göçünü tanımlayan diğer analitik çözümler Fried (1975) ve Codell ve Schreiber (basımda) tarafından verilmiştir.

Enine mekanik dispersiyon boyuna yöndeki dispersiyondan çok daha zayıftır fakat, moleküler difüzyonun egemen dispersif mekanizma olduğu düşük hızlarda boyuna ve enine dispersiyon katsayıları hemen hemen birbirine eşittir. Bu durum, bir dizi düşük hızda küçük dispersiyon katsayılarını işaret eden deneysel sonuçlar şeklinde Şekil 9.6'da gösterilmiştir. Enine yöndeki mekanik dispersiyon boyuna yöndekinden çok daha zayıf olduğundan, enine dispersiyon katsayısı akış hızı oldukça yüksek bir seviyeye çıkana kadar difüzyon kontrollü olarak kalır.



Şekil 9.6 Homojen bir kumtaşında taşınma için boyuna ve enine dispersiyon katsayıları (Crane ve Gardner, 1961'den).

Yukarıda tanımlanan taşınma denklemi formları, kirletici veya izleyici akışkan ile onu çevreleyen akış alanındaki yeraltı suyu arasında önemli bir yoğunluk farkı olmadığı varsayımına dayanmaktadır. Yoğunluk farkını dikkate alan denklem daha karmaşıktır. Yoğunluk farkları etkisinin nitel bir örneği olarak Şekil 9.7'de gösterilen ve başlangıçta üniform olan akış alanında batan bir kirlenme napını göz önüne alınız. Bu akış rejimine giren kirletici çözeltisinin yoğunluğu yeraltı suyununki ile aynı ise kirlenme napı su tablasına yakın yerde sığ bir zonda yayılacaktır. Kirletici çözeltisinin yoğunluğu yeraltı suyununkinden önemli ölçüde büyük ise kirlenme napı aşağı ve



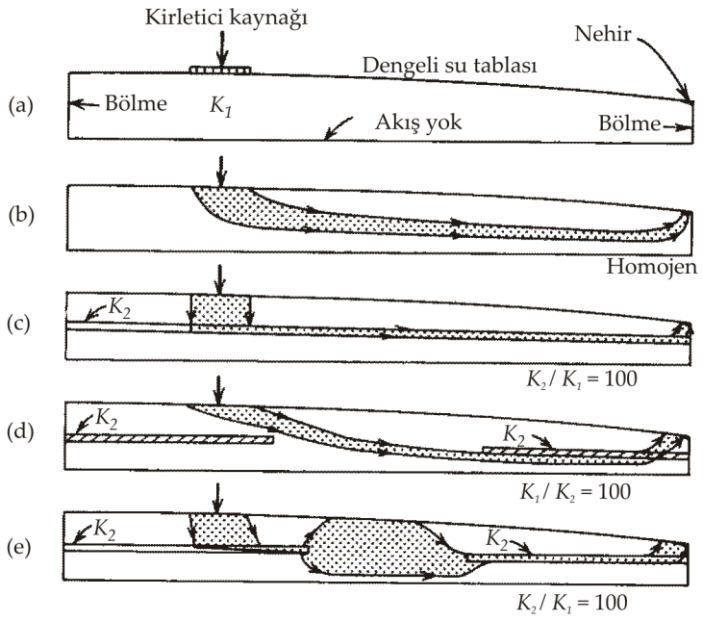
Şekil 9.7 Üniform akış alanında yoğunluğu kirletici çözeltisinin göçüne etkisi. (a) Yeraltı suyundan biraz daha yoğun; (b) ve (c) daha büyük yoğunluk kontrastları.

yeraltı suyu akış sistemine doğru daha yüksek eğime sahip bir yüzey oluşturarak batacaktır. Kirletici göçü paternlerinin ortaya konulması kirletici yoğunluğu kadar yeraltı suyu yoğunluğunun da doğru bir şekilde bilinmesini gerektirir.

Heterojen Ortamdaki Reaktif Olmayan Bileşenler

Doğal jeolojik birimlerde heterojenlik etkisi olmasaydı, kirletici davranışının yeraltı suyu akış sistemlerindeki teşhisi ve hesaplanması çok daha kolay olurdu. Adveksiyon, çözünenlerin akan sıvının yığınsal kütlesiyle taşındığı bir süreçtir. Adveksiyon genelde yeraltı suyu akış paterni açısından makroskopik ölçekte göz önüne alınır. Bu paternler, akışkanın ortalama doğrusal hızının zamansal ve mekansal dağılımıyla tanımlanır. Akış paternleri ve akım ağları 5. ve 6. Bölümlerde çok geniş bir şekilde tanıtılmıştır. Burada amacımız, değişik türdeki heterojenliklerin akış çizgileri ve hızları üzerindeki etkilerini daha ayrıntılı bir şekilde ele almaktır.

Basit katmanlı heterojenliklerin taşınma paternleri üzerindeki etkilerini ifade etmek için Şekil 9.8(a)'da görsel olarak sunulan enine kesit şeklindeki akış alanları kullanılmıştır. Enine kesitte dengeli yeraltı suyu akışı olduğu varsayılır ve akış alanı hidrolik iletkenlik açısından izotroptur. Bir beslenme alanından sisteme giren kirleticilerin taşınma paternleri üzerinde stratigrafik değişimlerin etkisini göstermek



Şekil 9.8 Sığ, dengeli yeraltı suyu akış sistemlerinde katman ve merceklerin akış yolları üzerine etkisi. (a) Sınır şartları; (b) homojen durum; (c) yüksek iletkenlikli tek katman; (d) düşük iletkenlikli iki mercek.

için, enine kesitte bir kirletici girdi kuşağı belirlenir. Arazi şartlarında bu durum bir atık lagününden, düzenli depolamadan veya başka bir yüzey veya yüzeye yakın kaynaktan süzülmeyi temsil edebilir. Şekil 9.8(b), (c), (d) ve (e) değişik kuramsal stratigrafik konfigürasyonlarda oluşan kirletici taşınma paternlerini göstermektedir. Kirleticinin reaktif olmadığı varsayılmış ve dispersiyon etkisi ihmal edilmiştir. Kirletici göç paternlerinin sınırlarını tasvir eden akış çizgileri, dengeli yeraltı suyu akış denkleminin [(2-69) eşitliği] iki boyutlu formunun çözümünün Pickens ve Lennox (1976) tarafından tanımlanan tarzdaki sonlu elemanlar yöntemi kullanılmasıyla elde edilmiştir. Şekil 9.8(b)'de akış alanının homojen olduğu durumlarda kirletici göç paterninin basit ve gözlemek için de oldukça kolay olduğu ifade edilmektedir. Şekil 9.8(c)'de gösterilen akış sisteminin şartları, akış alanını boydan boya kat eden ince ve yüksek hidrolik iletkenliğe sahip yatay bir tabakanın eklenmesi hariç, bir önceki durum ile aynıdır. Bu durum, kirleticilerin neredeyse tamamen bu ince tabaka içinde hareket etmesine neden olur. Toplam seyahat zamanı Şekil 9.8(b)'de gösterilen durumdakinin beşte birine düşer. Yüksek hidrolik iletkenlikli katmanın iletkenliği sistem içindeki diğer katmanlarınkinin 100 katı olup, göç paternleri ile hız dağılımları üzerinde kuvvetli bir etkisi vardır. Eğer düşük K'ye sahip ortam (K_1) çok ince taneli kumu temsil ederse, yüksek K'ye sahip ortam da (K_2) orta veya iri taneli kumu temsil edebilir. Atık depolama sahalarının stratigrafik çalışmalarında dikkatli bir sondaj ve örnekleme tekniği uygulanmaz ise, ince taneli kum içindeki orta kumdan oluşan ince bir tabaka çok kolaylıkla gözden kaçabilir.

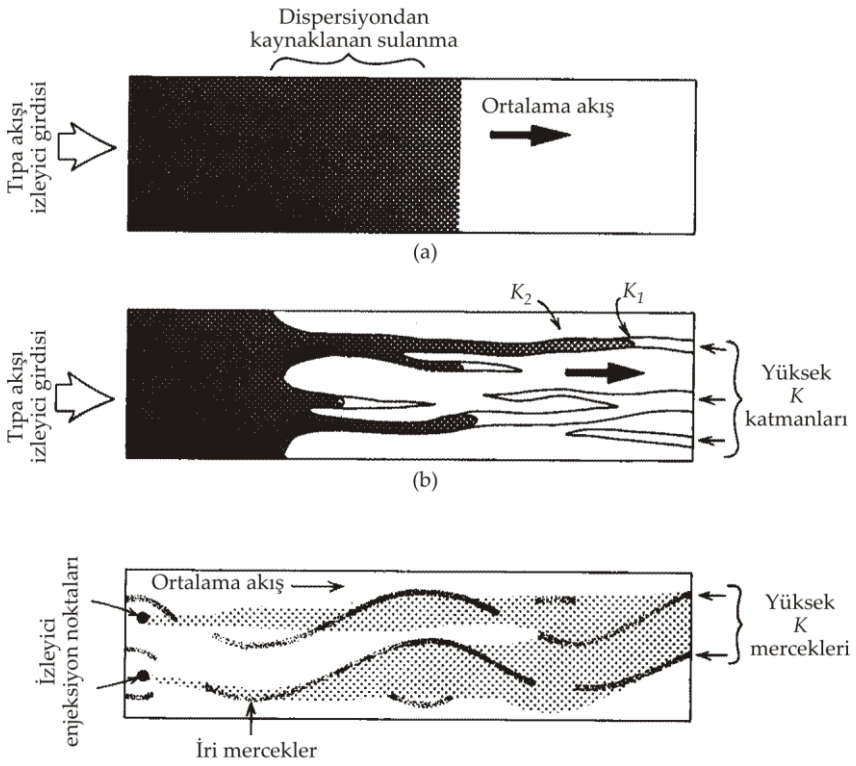
Şekil 9.8(d)'de enine kesitte düşük iletkenlikli süreksiz bir katman görülmektedir. Kirlenme göç zonu birinci merceğin üstünde iken ikincinin altında hareket etmektedir. Boşalım alanına ulaşmak için, akış yolunun sonuna yakın bir noktada ikinci mercekten geçmektedir.

Şekil 9.8(e)'de ince ve yüksek iletkenlikli bir katmanın kesit ortasında süreksiz olduğu bir durumdaki kirlenme göç paterni görülmektedir. Katman süreksizliği enine kesitin ortasında kirlenme göçünde geniş bir distorsiyon oluşturmaktadır. Kirlenme zonu akış sisteminin orta kesiminde yayılmakta ve su tablası kuşağına erişmektedir. Kirleticilerin doygun olmayan kuşakta adveksiyon, difüzyon veya bitki çekimi ile taşınabildiği yerlerde böyle şartlar kirleticilerin biyosfere yayılmasına neden olur. Şekil 9.8(e)'de ayrıca kirlenmiş akış sistemlerini gözlemede karşılaşılan bazı güçlükler görülmektedir. Sistemin stratigrafisine dair sadece az bir bilgi mevcut ise, Şekil 9.8(e)'deki türden distorsiyonların oluşmasından kuşkulanmak için hiçbir neden yoktur. Bu tür bir bilgi eksikliği sistemin yetersiz şekilde gözlenmesine neden olur. Tabiatta jeolojik enine kesitlerde tipik olarak değişik hidrolik iletkenliklerde çok sayıda stratigrafik birim bulunur. Keskin uyumsuzluk yüzeyleri boyunca büyük hidrolik iletkenlik farklılıkları çok yaygındır. Gerçek arazi durumundaki tabakalanma etkilerine kıyasla Şekil 9.8 çok basit kalmaktadır.

Yukarıdaki açıklamadan anlaşıldığı kadarıyla, belirli bir ölçekteki katmanlı heterojenliklerin gerekli olduğu zaman dikkatli bir sondaj, örnekleme ve jeofizik loglama ile teşhis edilerek haritalanması mümkündür. Çoğu jeolojik istiflerde diğer

kategorilerdeki heterojenlikler de söz konusudur. Bunlar, küçük ölçekteki heterojenlikler olarak bilinmektedir. Geleneksel arazi testleriyle bunların tek tek teşhis edilmesi mümkün değildir. Teşhis edilmeleri özel karotlama teknikleri kullanarak mümkün olsa bile, bunların bir kuyudan diğer kuyuya korele edilmesi mümkün değildir. Granüle akiferlerde bu tür heterojenlikler her yerde vardır. Tane boyu dağılımında tespit edilemeyen değişimlerden dolayı logaritmik ölçekte bir derece veya daha büyük hidrolik iletkenlik farkları meydana gelebilir. Meselâ, kumlu bir zonda silt veya kil içeriğinde yüzde birkaç mertebesindeki bir değişimin hidrolik iletkenlik üzerinde büyük etkileri olabilir.

Şekil 9.9'da granüle gözenekli ortamda iki adet küçük ölçekli heterojenliğin bir izleyici veya kirletici göç paterni üzerindeki etkisi görülmektedir. Şekil 9.9(a)'daki dispersiyon paterni düzenli olup, yukarıda tanımlanan yöntemlerle hesaplanabilir. Şekil 9.9(b)'de mercek şeklindeki heterojenlikler izleyici cephesinin genellikle *parmaklanma* olarak adlandırılan bir paternde ilerlemesine neden olur. Kirletici bu



Şekil 9.9 Hidrodinamik dispersiyondan etkilenen kirlenme zonlarının ilerlemeleri arasında karşılaştırma. (a) Homojen granüle birim; (b) katman ve merceklerin neden olduğu parmaklanma; (c) düzensiz merceklerin neden olduğu yayılma.

durumda merceklerde veya yüksek hidrolik iletkenlikli tabakalarda daha hızlı taşınır. Şekil 9.9(c)'de Skibitzke ve Robertson (1963)'ın iri kumdan oluşan uzun ve sinüsoidal şekilli merceklerini içeren ince kumun bir kutu içinde paketlendiği modelde boya izleyicileri kullanarak yaptığı deneyin sonuçları görülmektedir. Bu araştırmacılar farklı geçirgenliğe sahip kumların sınırında büyük bir kırılma açısının izleyici zonunda giderek hızlanan bir yayılmaya neden olduğunu gözlemişlerdir.

Kumlu çökellerde kirletici hareketini inceleyen çok az sayıdaki üç boyutlu incelemelerden birinde Childs vd. (1974) şu tespitte bulunmuşlardır: "naplar, dokusal olarak benzer olduğu halde, dokudaki küçük değişimlerin geçirgenlikte hafif değişimlere neden olduğu zonları takip eder. Çatallanmalar, sığ bir napın teşhisinin derinlerde ve aynı bileşenlerden oluşan diğer napların varlığını etkilemediğine işaret etmektedir" (s. 369).

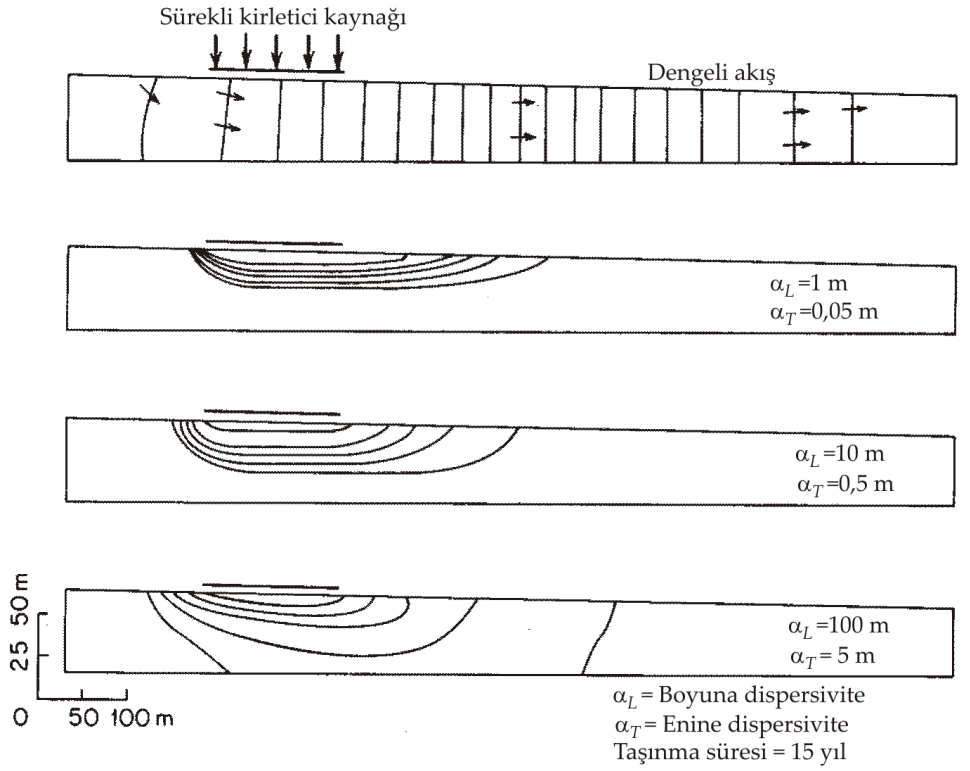
Literatürde verilen dispersiyon çalışmalarının neredeyse tamamı laboratuvarda belirli şartlar tarafından kontrol edilen nispeten homojen kumlu malzemelerde yapılmıştır. Bu çalışmalar bu malzemelerin dispersivitelerinin küçük olduğunu göstermektedir. Boyuna dispersivitenin tipik değerleri 0,1 ile 10 mm aralığında iken enine dispersivite değerleri genellikle 5–20 kat daha küçüktür. Bu değerlerin arazi sistemlerindeki dispersiviteyi temsil edip etmediği konusunda günümüzde çok değişik görüş farklılıkları vardır. Çoğu araştırmacılar arazi sistemlerindeki boyuna ve enine dispersivite değerlerinin laboratuvarda homojen malzemeler veya basit heterojenliğe sahip malzemeler üzerinde yapılan deneylerde bulunan değerlerden önemli derecede büyük olduğu sonucunu elde etmişlerdir. Kumlu akiferlerde büyük kirlenme naplarının göçünün matematiksel benzetişim ile belirlendiği çalışmalarda 100 m kadar büyük boyuna dispersivite değeri ile 50 m kadar büyük enine dispersivite değeri kullanılmıştır (Pinder, 1973; Konikow ve Bredehoeft, 1974; Robertson, 1974).

Kuramsal bir yeraltı suyu akış sisteminde büyük dispersivitelerin kirleticilerin göçü üzerindeki etkisini ortaya koymada Şekil 9.8(a) ve (b)'de gösterilenlere benzer enine kesit akış alanı kullanılacaktır. Şekil 9.10'da akış sisteminin beslenme alanından türeyen bir kirlenme napının yayılması üzerinde dispersivitenin etkisi görülmektedir. Şekil 9.10'da gösterilen enine kesitler homojen olduğu halde, küçük ölçekli heterojenliklerden dolayı sistemin dispersivitelerinin oldukça büyük olduğu varsayılmıştır. Dispersivite değerleri tayin edildiğinde kirletici dağılımının paternleri, doygun heterojen izotrop ortam için ifade edilen iki boyutlu taşınma denklemine [Ek X, (A10-13) eşitliği] sonlu elemanlar yaklaşımı uygulanarak uyarlanabilir:

$$\frac{\partial}{\partial s_l}\left(D_l \frac{\partial C}{\partial s_l}\right)+\frac{\partial}{\partial s_t}\left(D_t \frac{\partial C}{\partial s_t}\right)-\frac{\partial}{\partial s_l}(\bar{v}_l C)=\frac{\partial C}{\partial t} \qquad (9\text{-}8)$$

Burada, s_l: yeraltı suyunun akış çizgisi yönü ve s_t: akış yönüne dik olan yöndür. Şekil 9.10'da gösterilen kirletici dağılımlarını elde etmede kullanılan sonlu elemanlar modeli Pickens ve Lennox (1976) tarafından tanımlanmıştır. Diğer sayısal modeller Reddell ve Sunada (1970), Bredehoeft ve Pinder (1973), Pinder (1973) ve Schwartz (1975)

tarafından geliştirilmiştir. Şekil 9.10'da sunulan uyarlamalar, dispersivitenin büyük olması halinde, kirleticilerin yayılmak suretiyle akış sisteminde sadece adveksiyonun varlığında işgal edilen alanın birkaç katı alanı ve akış sisteminin de önemli bir bölümünü işgal edeceğini göstermektedir. Enine dispersivite Şekil 9.10'da görüldüğü gibi çok büyük ise, nispeten yatay akış yollarında taşınan kirleticiler akış sisteminde derinlere göç edebilir. Şekil 9.10'da gösterilen ve uyarlanmış kirletici taşınma paternlerinde temsil edilen boyuna ve enine dispersiviteler, arazi dispersivitelerinin laboratuvar deneylerinde elde edilen dispersivite değerlerinden logaritmik ölçekte dereceler mertebesinde büyük olması halinde, dispersiyonun kirletici taşınması üzerinde kuvvetli bir etkisi olacağını göstermektedir. Arazi şartlarındaki çatlaksız jeolojik birimlerde dispersivitelerin büyüklüklerinin bu kadar büyük olup olmadığı konusunun ayrıntılı arazi deneyleriyle ortaya konması gerekir. Bu konu ayrıntılı olarak Altbölüm 9.4'de ele alınmıştır.



Şekil 9.10 Sığ yeraltı suyu akış sisteminde taşınma sırasında bir kirleticinin dispersiyonu. Gözeneklilik %30; hidrolik iletkenlik 0,5 m/gün; α_t / α_l = 20; taşınma süresi 15 yıl; konsantrasyon konturları C/C_o = 0.9, 0.7, 0.5, 0.3 ve 0.1'de (Pickens ve Lennox, 1976'dan).

Reaktif Bileşenlerin Taşınması

Bu altbölümde yukarıda tanımlanan şekilde davranan çözünenlerin taşınmasını kimyasal reaksiyonların etkisini de hesaba katarak göz önüne alacağız. Tamamen sulu faz içinde meydana gelen kimyasal reaksiyonlar konsantrasyonlarda değişimlere neden olabilir. Gözenekli ortamın katı matriksi veya doygun olmayan zondaki gaz fazı gibi diğer fazlardan veya o fazlara olan çözünen transferinden dolayı da konsantrasyon değişimleri meydana gelebilmektedir. Yeraltı suyu akış sistemlerinde kirletici konsantrasyonlarını değiştiren çok sayıdaki kimyasal ve biyokimyasal reaksiyonlar altı kategoride toplanabilir: adsorpsiyon-desorpsiyon reaksiyonları, asit-baz reaksiyonları, çözelti-çökelti reaksiyonları, oksidasyon-redüksiyon reaksiyonları, iyon eşleşmesi veya kompleks oluşumu ve mikrobik hücre sentezi. Radyoaktif kirleticiler radyojenik olmayan süreçlere ek olarak radyoaktif bozunmadan etkilenir. Aşağıdaki açıklamalarda konsantrasyon değiştiren mekanizma olarak daha çok adsorpsiyon üzerinde duracağız. Diğer reaksiyon türleri Altbölüm 9.3'de ele alınmıştır.

Dengeli akış şartlarındaki homojen doygun ortamda adsorpsiyonun etkisini de içeren tarzda ifade edilen adveksiyon-dispersiyon denkleminin [Ek X, (A10-14) eşitliği] bir boyutlu şekli aşağıdaki gibidir:

$$D_l \frac{\partial^2 C}{dl^2} - \bar{v}_l \frac{\partial C}{\partial l} + \frac{\rho_b}{n} \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial C}{\partial t} \tag{9-9}$$

Burada, ρ_b: gözenekli ortamın yığınsal kütle yoğunluğu, n: gözeneklilik ve S: gözenekli ortamın katı kısmının birim katı kütle başına adsorpladığı kimyasal bileşenin kütlesidir. $\partial S/\partial t$ bileşenin adsorplandığı hızı [M/MT] ifade eder ve $(\rho_b/n)(\partial S/\partial t)$ de akışkanda adsorpsiyon veya desorpsiyonun neden olduğu konsantrasyon değişimini temsil eder:

$$\frac{M}{L^3}\frac{M}{MT} = \frac{M}{L^3}\frac{1}{T}$$

Yeraltı suyundaki adsorpsiyon reaksiyonları genelde akış hızına göre çok hızlıdır. Katılar tarafından adsorplanan kirleticinin miktarı (yani, adsorpsiyon derecesi) genellikle çözeltideki konsantrasyonun bir fonksiyonudur, $S=f(C)$. Buradan,

$$-\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial S}{\partial C} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} \tag{9-10}$$

ve

$$-\frac{\rho_b}{n} \cdot \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\rho_b}{n} \cdot \frac{\partial S}{\partial C} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} \tag{9-11}$$

Bu bağıntılarda $\partial S/\partial C$ çözelti ve katılar arasındaki kirletici bölünmesini temsil eder.

Çözünenlerin katı ve sıvı fazlar arasında laboratuvar deneyleriyle de tanımlanmış olan bölümlenmesi genellikle iki ordinatlı grafik şeklinde ifade edilir. Bu grafikte kuru katıların birim kütlesi tarafından adsorplanan kütle, çözeltideki bileşenlerin konsantrasyonuna karşı çizilir. *S* ile *C*'nin bu grafik ilişkileri ve bunların matematiksel eşdeğeri izoterm olarak bilinir. Bu terim adsorpsiyon deneylerinin genellikle sabit sıcaklıkta yapıldığı gerçeğinden türemiştir.

Adsorpsiyon deneylerinin sonuçları genellikle çift logaritmik grafik kağıdında gösterilir. Düşük veya orta konsantrasyonlardaki çözünen türleri için düz çizgi şeklindeki grafik ilişkileri genellikle geniş bir konsantrasyon aralığından elde edilir. Bu durum,

$$\log S = b \log C + \log K_d$$

veya

$$S = K_d C^b \tag{9-12}$$

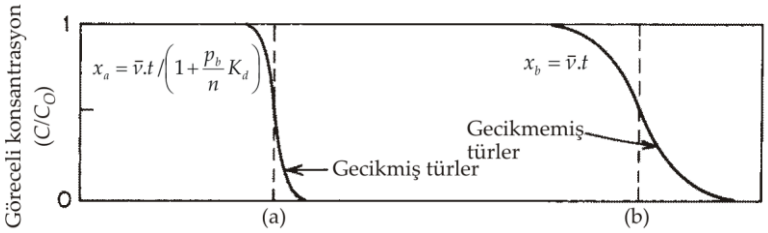
şeklinde ifade edilebilir. Burada, *S*: gözenekli ortamın birim yığınsal kuru kütlesi başına katılar tarafından adsorplanan veya katılar üzerinde çökelen çözünen türünün kütlesi, *C*: çözünen konsantrasyonu ve K_d ve *b* çözünen türü, gözenekli ortamın tabiatı ve sistemdeki diğer şartlara bağlı katsayılardır. (9-12) eşitliği *Freundlich izotermi* olarak bilinir. Log-log adsorplama ilişkisinin eğimi (9-12) eşitliğindeki *b* terimi ile temsil edilir. *b*=1 (yani, log-log grafikte *S* ile *C* arasında düz çizgi şeklindeki ilişkinin eğimi 45 derece) olduğunda *S* ile *C* verileri aritmetik grafikte de düz bir çizgi verecektir. Böyle bir izotermin *doğrusal* olduğu söylenir ve *b*=1 olduğunda (9-12) eşitliğinden

$$dS/dC = K_d \tag{9-13}$$

olur. Buradaki K_d'ye *dağılım katsayısı* denilmektedir. Bu parametre yeraltı suyu kirlenme çalışmalarında çok kullanılmaktadır. Bölümlenmeye neden olan reaksiyonlar hızlı ve tersinir ise ve izoterm de doğrusal ise, K_d ancak o zaman sıvı ve katılar arasındaki bölümlenmeyi geçerli bir şekilde temsil eder. Neyse ki, yeraltı suyu çalışmalarındaki çoğu kirleticiler bu şartları sağlamaktadır. Adsorpsiyon izotermlerinin kapsamlı bir incelemesi Helfferich (1962) tarafından ele alınmıştır. Helfferich, Freundlich izotermine ek olarak çok sayıda izoterm türü hakkında ayrıntılı bilgi vermiştir.

Akış meydana gelirken gözenek suyundan adsorpsiyon veya diğer kimyasal süreçlerle gözenekli ortamın katı kısmına transfer edilen kirletici kütlesi kirletici cephesinin ilerleme hızının gecikmesine neden olur. Bu kavramı görsel olarak ifade etmek için Şekil 9.1(a)'da gösterilen klasik kolon deneyi bir kez daha göz önüne alınacaktır. Kolondan geçen suya iki izleyicinin katıldığı varsayılmıştır. İzleyicilerden biri adsorplanmamakta ve bu nedenle de suyla birlikte hareket etmektedir. Diğer izleyici adsorpsiyona maruz kalmakta ve kolonda hareket ederken kütlesinin bir kısmı gözenekli ortam tarafından tutulmaktadır. İki izleyici kolon girdisinde suya anında

ilave edilmektedir [adım fonksiyonu girdisi Şekil 9.1(b)'deki gibidir]. Taşınma meydana gelirken iki izleyicinin kolondaki dağılımı Şekil 9.11'de şematik olarak sunulan tarzda olur. Reaktif olmayan izleyici ile temsil edilen taşınan su kütlesi reaktif izleyicinin önünde gider. Adsorplanmayan izleyicinin konsantrasyon profili dispersiyonun bir sonucu olarak yayılır. Reaktif izleyici cephesinin konsantrasyon profili de yayılır fakat reaktif olmayan cephenin arkasında seyahat eder. Adsorplanan izleyicinin bu nedenle *gecikmeli* olduğu söylenir.



Şekil 9.11 Gözenekli malzeme kolonunda taşınan adsorplanmış ve adsorplanmamış çözünenlerin ilerlemesi. Adsorplanmış türlerin bölümlenmesi K_d ile tanımlanmıştır. Göreceli hız = $1/[1+(\rho_b/n)\,K_d]$. Çözünen girdileri C_o konsantrasyonunda ve $t > 0$'da.

Kirletici bölümlenmesinin dağılım katsayısıyla yeteri kadar tanımlanabildiği durumlarda (yani, doğrusal izotermle hızlı tersinir adsorplama) suyun yığınsal kütlesine göre cephenin gecikmesi aşağıdaki ilişki ile tanımlanır:

$$\frac{\bar{v}}{\bar{v}_c} = 1 + \frac{\rho_b}{n} \cdot K_d \tag{9-14}$$

Burada, $\bar{v}$: yeraltı suyunun ortalama doğrusal hızı ve $\bar{v}_c$: gecikmeli bileşenin konsantrasyon profili üzerinde C/C_o=0,5 noktasının hızıdır. (9-14) eşitliği genellikle *gecikme denklemi* olarak adlandırılmaktadır. $1+(\rho_b/n)\cdot K_d$ terimi gecikme faktörü olarak bilinir. Gecikme faktörünün tersi ise, göreceli hızdır ($\bar{v}_c / \bar{v}$). (9-14) eşitliği Vermeulen ve Hiester (1952) tarafından kimya mühendisliğinde kullanılmak üzere ampirik temele dayalı olarak geliştirilmiştir. Yeraltı suyu problemlerine ilk olarak Higgins (1959) ve Baetsle (1967, 1969) tarafından uygulanmıştır. Baetsle bir nokta kaynaktan hareket eden ve bir taraftan da adsorpsiyona maruz kalan kirletici kütlesinin merkezinin gecikmesini belirlemede kullanılabileceğini belirtmiştir.

Kimyasal gecikmelerin kirletici göçü üzerindeki etkilerini daha nicel olarak inceleyebilmek için bazı temsilci parametre değerleri (9-14) eşitliği ile birlikte kullanılacaktır. Çimentolanmamış granüle çökeller için gözeneklilik (ondalık olarak ifade edilen) genellikle 0,2–0,4 aralığındadır. Çimentolanmamış çökelleri oluşturan minerallerin ortalama kütle yoğunluğu yaklaşık olarak 2,65'dir. Yukarıdaki gözeneklilik aralığına karşılık gelen yığınsal kütle yoğunlukları 1,6–2,1 g/cm^3'dür.

Gözeneklilik ve yığınsal kütle yoğunluğunun bu değer aralıkları için ρ_b/n değerleri 4 ile 10 g/cm^3 aralığındadır. (9-14) eşitliğinin yaklaşık çözümü bu nedenle,

$$(\bar{v}/\bar{v}_c) = (1+4K_d)\text{'den} \qquad (1+10K_d)\text{'ye} \tag{9-15}$$

olur. (9-15) eşitliğindeki tek bilinmeyen önemli parametre, dağılım katsayısı K_d'dir. Dağılım katsayısı aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$K_d = \frac{\text{Katı fazının birim kütlesi başına katı fazdaki çözünen kütlesi}}{\text{çözeltideki çözünen konsantrasyonu}}$$

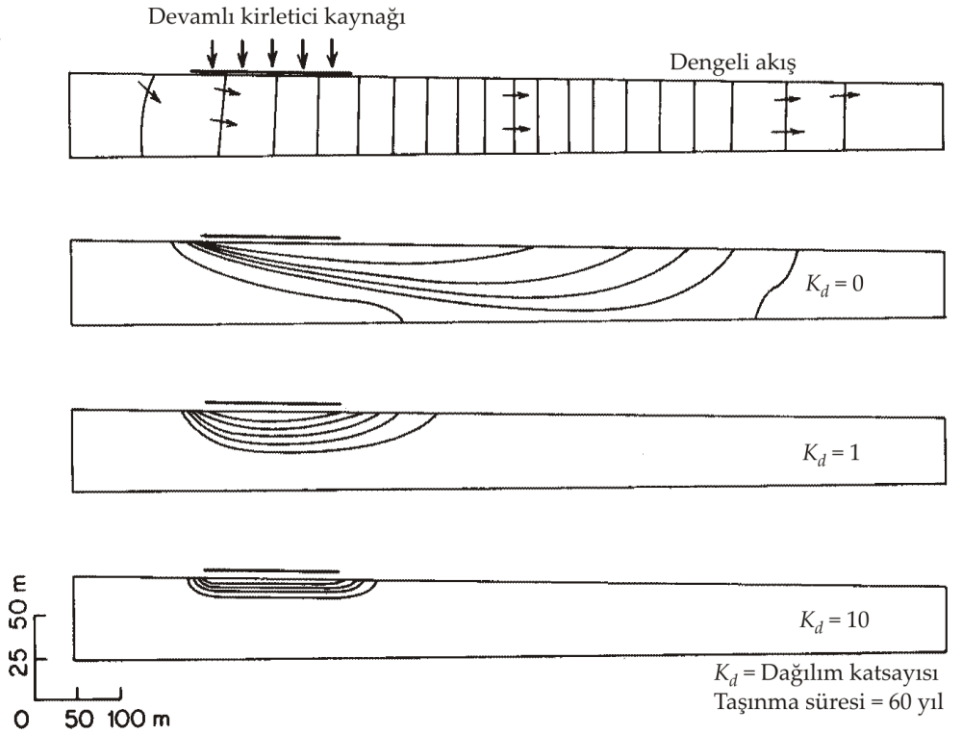
Bu ifade için boyutlar L^3/M'ye indirgenir. Ölçülen K_d değerleri genellikle gram başına mililitre (m*l*/g) olarak ifade edilir.

Reaktif çözünenlerin dağılım katsayısı sıfıra yakın bir değer ile 10^3 m*l*/g veya daha büyük bir değer aralığında değişir. K_d=1 m*l*/g olması halinde (9-15) eşitliğinden çözünenin konsantrasyon orta noktasının yığınsal yeraltı suyu akışına göre 5 ile 11 kat arasında gecikmeli olduğu görülecektir. Logaritmik şiddet olarak K_d değerleri 1'den büyük olan çözünenler pratikte hareketsizdir.

Sıvı faz ile katı faz bölümlenmesinin etkisini daha ileri bir düzeyde ifade etmek için Şekil 9.8 ve 9.10'da sunulana benzer bir enine kesit akış alanı kullanılacaktır. Bu enine kesitte farklı dağılım katsayılarına sahip kirleticiler içeren suyun içeri girmesiyle oluşan kirlenme paterni Şekil 9.12'de gösterilmiştir. Bu paternler Pickens ve Lennox (1976) tarafından reaksiyon terimi (9-11) eşitliğinde tanımlanan taşınma denklemine sonlu elemanlar çözümü uygulanarak elde edilmiştir. K_d'nin sıfıra eşit olduğu durum, kimyasal reaksiyonlardan etkilenmeyen kirletici tarafından işgal edilen zonu gösterir. Bu şartlar altında adveksiyon ve dispersiyon süreçleri kirleticinin akış alanının geniş bir alanını giderek işgal etmesine neden olur. Taşınma paterni; kirletici girdi tarihçesi, hız dağılımı ve dispersiyon tarafından kontrol edilir. K_d değerleri sıfırdan büyük olan kirletici türleri akış alanının çok daha küçük bir kısmını işgal eder. Eğer K_d=10 m*l*/g ise, belirli bir göç dönemi esnasında kirletici kütlesi girdi zonundan sadece çok kısa bir mesafeye göç eder. Bu durum, (9-15) eşitliğinden K_d'nin bu büyüklüğü için beklenebilir. Şekil 9.12'de C/C_o=0,1'in dışında geniş bir zon vardır ve burada kirletici konsantrasyonları çok düşüktür. Eğer kirletici düşük konsantrasyonlarda tehlike arz ediyorsa, akış sisteminde toplam kirletici kütlesinin çok küçük bir kısmını teşkil ediyorsa bile, bu zon son derece önemli olabilir.

Reaktif kirleticilerin bir karışımı yeraltı suyu kuşağına girdiğinde her tür kendi göreceli hızına ($\bar{v}_c/\bar{v}$) bağlı bir hızda hareket eder. Başlangıçtaki kirlenme bulutu belirli bir t zamanı sonrasında her biri aynı yönde ve farklı hızlarda ilerleyecek şekilde farklı zonlara ayrılmış olacaktır. (9-6) ve (9-7) eşitlikleriyle tanımlanan anlık nokta kaynak örneğini göz önüne alırsak, göçen bulutun kütle merkezinin pozisyonu (9-14) eşitliğinden hesaplanan ($\bar{v}/\bar{v}_c$)'nin tersi olan göreceli hızdan elde edilir. (9-6) eşitliğinde t yerine τ'yu koymak suretiyle çözünmüş reaktif türlerin konsantrasyon

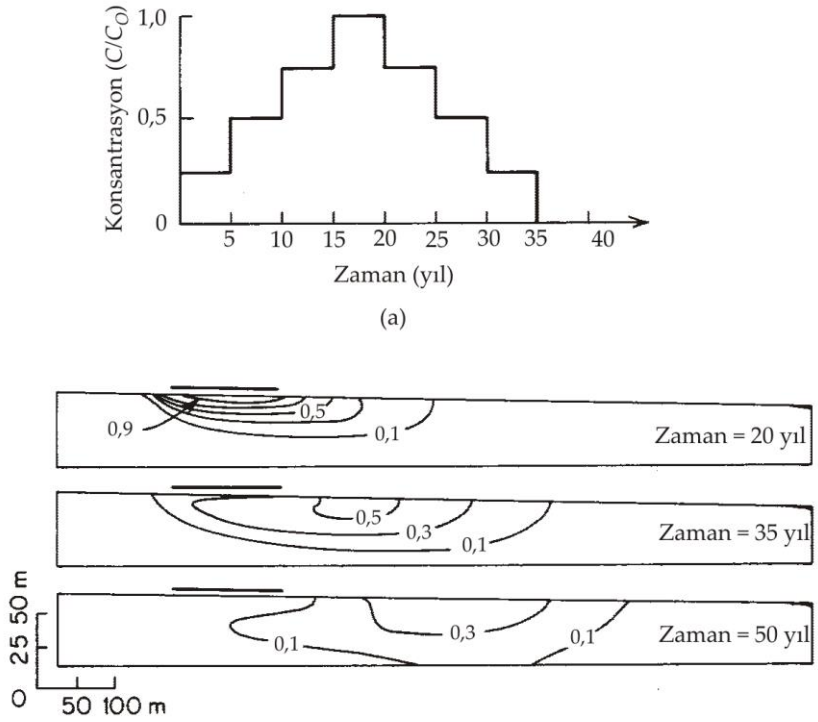
dağılımı hesaplanabilir [burada, $\tau = t(\overline{V}_c / \overline{V}$]. Belirli bir dağılımın toplam standart sapması seyahat mesafesi ve zamanın bir fonksiyonu olduğundan, iki parametre de her gecikmeli türün dispersiyon paternini etkiler (Baetsle, 1969).



Şekil 9.12 Sığ yeraltı suyu akış sisteminde taşınma sırasında dağılım katsayısının kirletici gecikmesine etkisi. Gözeneklilik 0,3; hidrolik iletkenlik 0,5 m/gün; α_l = 10 m; α_t = 0,5 m; taşınma süresi 60 yıl; konsantrasyon konturları C/C_o = 0.9, 0.7, 0.5, 0.3 ve 0.1'de (Pickens ve Lennox, 1976'dan).

Yeraltı suyu akış sistemlerinde kirleticilerin kimyasal bölümlenmesinin dağılım katsayısı ile temsil edilmesi yaklaşımı, kirleticileri sıvı ve katı faz arasında bölümlendiren reaksiyonların tamamen tersinir olduğu varsayımına dayalıdır. Bir kirletici napı akış yolları boyunca ilerlerken kirletici kütlesinin bir kısmının katı faza transferinden dolayı cephenin gecikmesi söz konusudur. Sisteme kirletici kütlesi girişi kesilirse, düşük konsantrasyonlu su daha önceden kirlenmiş zonu yıkarken kirleticiler de tekrar sıvı fazına transfer olacaktır. Bu durumda ise kirletici, akış sisteminde bir bulut veya anklav gibi hareket edecektir. Bu durum Şekil 9.13'de daha önce Şekil 9.10 ve 9.12'de gösterilmiş olan enine kesitlerdeki kirletici bulutu göçü şeklinde ifade edilmiştir. Kirlenmiş zon başlangıçta girdi alanının hemen altında yer alır. Kirlenmiş su girdisine son verildikten sonra, kirletici kütlesi girdi alanının hemen altında daha az

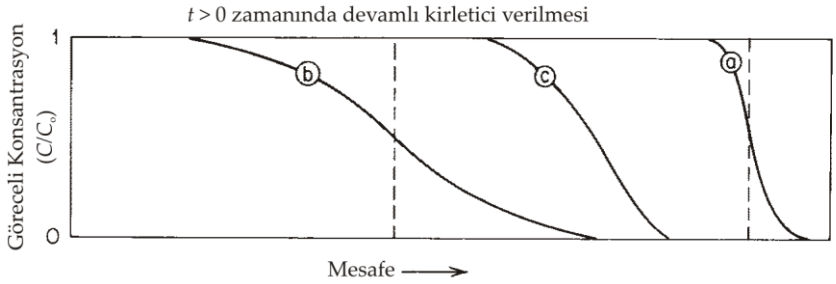
kirlenmiş su bırakır ve akış yolları boyunca hareket eder. Zamanla kirleticiler sistemden yıkanma yoluyla atılır. Bölümlenme reaksiyonları tamamen tersinir olursa, tam bir desorpsiyon meydana gelirken kirlenmenin tüm kanıtları sonuçta sistemden uzaklaştırılmış olur. Bu nedenle, eğer reaksiyonlar tersinir ise, konsantrasyon cephesinin gecikmesi çok kuvvetli bile olsa, kirleticiler yeraltında devamlı izole bir şekilde kalamazlar. Bazı durumlarda, kirletici kütlesinin bir kısmının adsorpsiyon veya çökelme yoluyla gözenekli ortamın katı kısmına transfer olan kısmı belirli bir zaman ölçeğinde geri dönüşü olmayan bir şekilde tutulur. Bu kısım, sistemden yeni su geçişleri olurken gözenek suyuna tekrar transfer olmaz ve bu nedenle de yeraltı ortamında izole edilmiş olur.



Şekil 9.13 Sığ yeraltı suyu akış sisteminde reaktif kirleticinin göçü. (a) Kirletici kaynağı için konsantrasyon – zaman ilişkisi; (b) 20, 35 ve 50 yıl sonra konsantrasyon dağılımları. Gözeneklilik 0,3; hidrolik iletkenlik 0,5 m/gün; α_l = 10 m; α_t = 0,5 m; konsantrasyon konturları C/C_o = 0.9, 0.7, 0.5, 0.3 ve 0.1'de (Pickens ve Lennox, 1976'dan).

Kirletici gecikmesini belirlemede dağılım katsayısı kullanıldığı zaman, bölümlenme reaksiyonlarının yeraltı suyu hızına göre çok hızlı olduğu kabul edilir. Ancak, çoğu maddeler bu varsayımı geçerli kılacak şekilde gözenekli ortam ile yeteri

kadar hızlı bir şekilde reaksiyona girmezler. Bu tür kirleticiler gözenekli ortamda hareket ederken, K_d türü bölümlenme ilişkileri üreten reaksiyonların durumundakilerden daha hızlı bir şekilde ilerler. Bu durum Şekil 9.14'te gösterilmiştir. Burada, gecikmesiz izleyicinin cephesi ve K_d ilişkisi ile tanımlanan gecikmeli izleyicinin cephesi arasındaki bir pozisyonda dengesizlik cephesi görülmektedir. Denge ilişkileriyle tanımlanamayan tarzda bölümlenmeye maruz kalan kirleticilerin hareketinin analizi için, kirleticiler ile gözenekli ortam arasındaki reaksiyon hızlarına dair bilgi gereklidir. Bu bilgiyi elde etmek zordur. Arazi çalışmalarında, sadeliği açısından veya reaksiyon hızlarında bir bilgi eksikliğinden dolayı yukarıda tanımlanan gecikme denklemi sıkça kullanılmaktadır. Kinetik faktörlerin önemli olduğu sistemlerdeki kirletici göç hızlarını belirlemede bu uygulama şekli önemli hatalara yol açabilir.



Şekil 9.14 Reaktif ve reaktif olmayan kirleticilerin bir kolonda ilerlemesi. (a) Gecikmeyen çözünenin dispersif cephesi; (b) sıvı ve katı arasında denge bölünmesine uğrayan çözünenin cephesi; (c) katılara daha yavaş transfer olan çözünenin cephesi.

Çatlaklı Ortamda Taşınma

Çatlaklı jeolojik birimlerdeki kirletici taşınması granüler ortamdaki süreçlerin aynısı tarafından (yani, adveksiyon, mekanik dispersiyon, moleküler difüzyon ve kimyasal reaksiyonlar tarafından) kontrol edilse de, çatlaklı ortamdaki etkiler oldukça farklı olabilir. Çatlaklı kayaların ve çatlaklı til, silt veya kil gibi çimentolanmamış kohezyonlu birimlerin efektif çatlak gözenekliliği genelde çok düşüktür. %0,001–%1 mertebesindeki değerlere rastlamak mümkündür. Gözeneklilikler küçük olsa bile yeraltı suyu hızı büyük olabilir. Bunun nedeni değişkenmiş Darcy yasasından anlaşılabilir (Altbölüm 2.12):

$$\bar{v} = -\frac{K}{n_f}\frac{dh}{dl} \tag{9-16}$$

Burada, $\overline{v}$: çatlaklardaki suyun ortalama doğrusal hızı, *K*: çatlaklı ortamın yığınsal hidrolik iletkenliği, n_f: yığınsal çatlak gözenekliliği ve *dh*/*dl*: hidrolik eğimdir. Çatlaklı ortam bu ilişki ile eşdeğer gözenekli ortam şeklinde ele alınmaktadır. Eşitlikteki parametreler, yığınsal kütleyi ortalama şekilde temsil edecek hidrolik iletkenlik ve gözenekliliği tanımlayabilecek kadar büyük bir hacim ile ilişkilidir. Bu yaklaşımda her bir çatlak açıklığı, içinde *K*'nin ölçüldüğü alanın yığınsal hacmine göre çok küçük olarak değerlendirilir. Bu nedenle, alandaki çatlak sayısı fazla olmalıdır.

Sadece anlatım amacıyla, yığınsal hidrolik iletkenliği 10^{-8} m/s ve çatlak gözenekliliği 10^{-4} olan bir ortamı göz önüne alacağız. Bu değerler az çatlaklı bir granitteki şartları temsil edebilir. Arazi şartlarında genel olarak gözlenen 10^{-2}'lik bir hidrolik eğim değeri kullanarak (9-16) eşitliğinden yeraltı suyu hızı 10 m/yıl bulunur. Bu, ince taneli çatlaksız granüle malzemedeki hızlar ile kıyaslandığında büyük bir hızdır. Sözgelimi, bu hidrolik iletkenlik ve gradyan ile beraber taneler arası gözenekliliği de 0,3 olan silt gibi bir çatlaksız granüle ortamda yeraltı suyu hızı yaklaşık olarak 0,003 m/yıl'dır. Bu iki durumda su akışı (belirli bir enine kesit alanından birim zamanda geçen su hacmi) aynı olup, son derece de azdır. (9-16) eşitliği çatlaklı ortamdaki ortalama hızları hesaplamada kullanılabilse de, münferit çatlaklardaki hızlar hakkında bir bilgi vermez. Yeraltı suyu hızı, yarık genişliğine ve çatlak yüzeyi pürüzlülüğüne bağlı olarak ortalamadan logaritmik olarak birkaç derece sapabilir.

Granüler ortamdaki mekanik dispersiyonun yukarıda ele alınan matematiksel analizinde ortamın dispersivite açısından izotrop olduğu varsayılmıştır. Yani, ortamda herhangi bir noktadaki boyuna dispersivitenin hız vektörünün yönüne bağımlı olmaksızın bir tek değeri vardır. Enine dispersivite bileşenlerinin her biri boyuna dispersiviteye göre tek bir değere sahiptir. Boyuna ve enine dispersiviteler arasındaki farklar ortamın yönsel özelliklerinden ziyade dispersiyonun mekanizması ile ilgilidir. Ancak, çatlaklı jeolojik birimler çatlakların sıklığı ve yönelimi bakımından çok kötü bir şekilde anizotroptur. Çoğu çatlaklı kayalarda taşınma sırasında çözünenin dispersiyonunun homojen granüle malzemeler için geliştirilen eşitlikler ile tanımlanabileceği beklenmemelidir. Çatlaklı ortamdaki dispersiyon hakkında çok az şey bilinmektedir. Çatlaklı kayadaki kirletici göçü ile ilgili arazi çalışmalarında genellikle kullanılan yaklaşım, problemi matematiksel olarak aynen granüle gözenekli ortamdaki şekilde ele almaktır. Arazi durumlarının analizinde bu yaklaşımın ne ölçüde geçerli olduğu bilinmemektedir. Bu konuda son sözü söylerken Castillo vd. (1972)'nin şu ifadelerini vermekte yarar vardır:

> Geçirgen katmanın granüle malzemeden oluştuğu yerde . . . (Dispersiyonun) . . . teorik temelleri uzunlamasına ele alınmış olmasına rağmen, gözenekli ortamdaki akışın klasik kavramı çatlaklı kayadaki akış davranışını tanımlamada genellikle yetersiz olup, dispersiyon analizinde daha da elverişsizdir. Tüm bu sınırlamalara rağmen, bu fikirleri çatlaklı kaya formasyonlarındaki akışı ele alacak şekilde genişletme konusunda çok az çalışma yapılmıştır (s. 778).

Dağılma katsayısının veya izoterm kavramının reaktif kirleticilerin çatlaklı ortamdaki göçünün analizine uygulanabilmesi için, bu yaklaşımda bir değişikliğin yapılması gereklidir. Granüle malzemeler için gözenekli ortamın katı kısmı tarafından adsorplanan çözünen miktarı, kuru haldeki yığınsal ortamın birim kütlesi başına şeklinde ifade edilir. Sadece kolaylık olması bakımından, gözenekli ortamın birim kütlesi referans miktar olarak kullanılır. Daha mekanikçe fakat elverişsiz bir yaklaşım, referans miktar olarak gözenekli ortamın birim yüzey alanının kullanılmasıdır. Adsorpsiyon reaksiyonları ortamın kütlesinden ziyade katı alanın yüzey alanı ile çok daha yakından ilişkili olduğundan, bu yaklaşım daha mantıklıdır. Ancak, kum, silt ve kil gibi granüle malzemeler için dağılma katsayısının tanımlanmasında kütle yoğunluğunun kullanılması genellikle kabul edilebilir sonuçlar verir. Bu yaklaşımda efektif yüzey alanının ölçülmesine gerek yoktur.

Çatlaklı malzemedeki kirletici göçü durumunda dağılma katsayısı K_a'yı Burkholder (1976)'ın önerdiği gibi 'birim yüzey alanı başına' şeklinde ifade etmek daha uygundur. Bu nedenle,

$$K_a = \frac{\text{Katı fazının birim alanı başına katı fazdaki çözünen kütlesi}}{\text{Çözeltideki çözünen konsantrasyonu}}$$

olarak tanımlanır. Bu ifadenin boyutları [$M/L^2 \cdot L^3/M$] veya [L]'dir. Genellikle kullanılan birimler mm/cm²'dir.

Gecikme denklemi de bu nedenle,

$$(\bar{v} / \bar{v}_c) = 1 + AK_a \qquad (9\text{-}17)$$

şekline dönüşür. Burada, A: çözünenin taşındığı yarığın boşluk kısmının (hacim) oranının [$1/L$] yüzey alanıdır. Bu ilişkiden görüldüğü kadarıyla, yarık genişliği küçük olan çatlaklarda reaktif çözünenlerin gecikmesi daha büyük olacaktır. Bu gecikme ifadesindeki dağılım katsayısı için varsayımlar (9-14) eşitliğindeki ile aynıdır; yani, bölümlenme reaksiyonları tersinirdir ve akış hızına göre de daha hızlıdır.

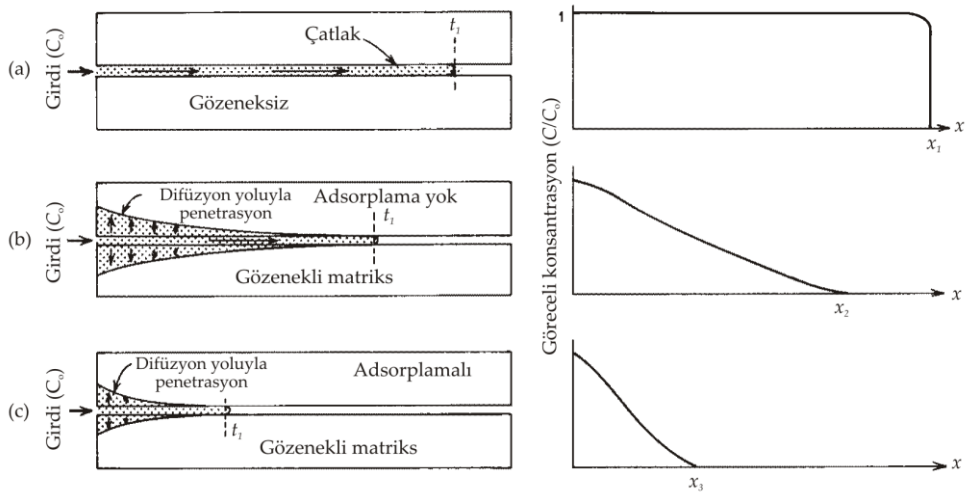
(9-17) eşitliği kavramsal terimler açısından basittir fakat, doğal sistemlere uygulanması zordur. Bir yarık için gerekli bilgilerin toplanabildiği ve çatlak yüzeyinin de düzlemsel kabul edildiği durumda $A=2/b$ olup, burada, b: yarık genişliğidir (Altbölüm 2.12). Çatlak yüzeylerinde genellikle küçük ölçekli düzensizlikler mevcuttur ve bu nedenle de alanları düzlemsel yüzeylerden daha büyüktür. Çatlağın dağılım katsayısını veya adsorpsiyon izoterminin belirlenmesinde, çatlak ile temastaki akışkan ve çatlak yüzeyi arasındaki kirletici bölümlenmesi ölçülür. Çatlak yüzeyinin düzensiz olması veya bozuşmuş malzeme ya da kimyasal çökellerle kaplı olması halinde kirleticilerin reaksiyona girdiği gerçek yüzey alanı bilinmemektedir. Çok ayrıntılı bir deney yapılmadığı sürece de tanımlanamaz. Bu konuda pratik bir yaklaşım, K_a'yı düzlemsel olduğu varsayılan çatlak yüzeyi alanına göre ifade etmektir. Bu durumda

gecikme ilişkisi aşağıdaki gibi olur:

$$(\bar{v}/\bar{v}_c)=1+(2K_a/b) \tag{9-18}$$

(9-17) eşitliğinin sadece çatlaklar arasındaki katı kütlede gözenekliliğin önemli olmadığı çatlaklı birimlerde geçerli olduğu unutulmamalıdır. Çatlaklarda kirleticiler mevcut olduğunda, çatlaktaki akışkan ile çatlağa komşu fakat çatlaksız malzeme içindeki akışkan arasında kirletici konsantrasyonu gradyanı olacaktır. Katı matriksin gözenekli olması halinde ise, kirletici kütlesinin bir kısmı moleküler difüzyon yoluyla çatlaktan matrikse hareket edecektir. Bu nedenle, bu kütle en azından geçici bir süre için yarık içindeki akış rejiminden uzaklaşmış olur.

Şekil 9.15'de matriks difüzyonunun, gözenekli bir matriks ortamındaki bir çatlak boyunca göç eden reaktif ve reaktif olmayan kirleticilerin konsantrasyon dağılımı üzerine etkisi görülmektedir. Sadece anlatım amacıyla çatlak içindeki dispersiyonun önemsiz olduğu varsayılmıştır. Şekil 9.15(a) ile (b) arasında bir karşılaştırma yapıldığında, matriksin içine doğru gelişen difüzyonun çatlak içindeki konsantrasyonunun ilerleyen kirletici zonunun cephesine doğru giderek azaldığı görülecektir. Kirletici kütlesinin bir kısmı matrikse transfer edildiğinden, çatlakta ilerleyen kirletici zonunun yığınsal kütlesi gecikmeli gibi görünecektir. Boyuna profilin genel şekli granüle malzemede oluşan boyuna dispersiyonun şekli ile benzerlik arz eder. Kirleticinin adsorpsiyona maruz kalması halinde difüzyonun etkisi, kirleticinin

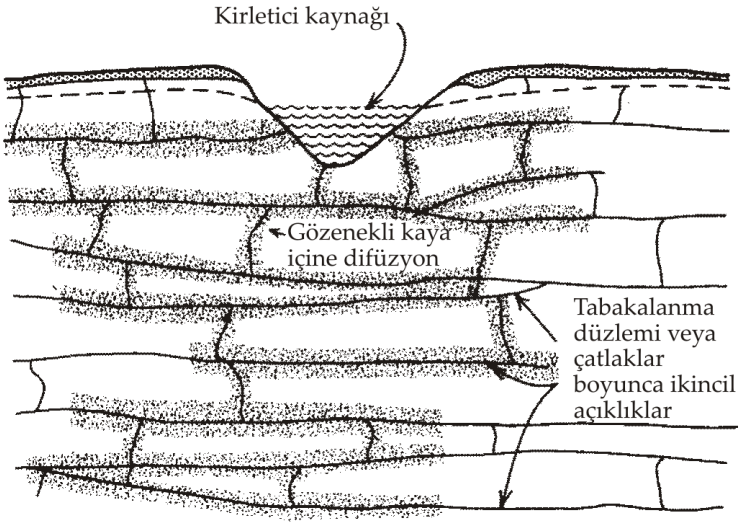


Şekil 9.15 Gözenekli çatlaklı ortamda difüzyonun kirletici göçüne etkisi. (a) Gözeneksiz ortamda bir çatlakta tek yönlü hidrolik taşınma; (b) moleküler difüzyon sonucunda matriks içine göçün olduğu tek yönlü hidrolik taşınma (çatlak içindeki reaktif kirleticinin göreceli konsantrasyon profilleri t_1 zamanı içindir).

tamamen çatlak içinde kaldığı durumda olduğundan çok daha geniş bir alanda olur. Kirleticinin bir kısmı çatlak yüzeyinde adsorplanır ve bir kısmı da difüzyon meydana gelirken matriks tarafından adsorplanır. Çatlak yüzeyinde ve matriksteki adsorpsiyonun birleşik etkisi, çatlak içindeki kirletici kütlesinin absorpsiyonun yokluğunda oluşan ilerlemeye göre gecikmeli olmasına neden olur [Şekil 9.15(c)].

Bir yüzey kaynağından atık alan gözenekli çatlaklı bir akiferdeki kirletici dağılımı Şekil 9.16'da şematik olarak gösterilmiştir. Zaman ilerledikçe kirlenme zonu gözenekli matriks içinde daha uzaklara yayılacaktır. Kirletici kaynağına son verildiğinde gözenekli matriks içindeki kirletici kütlesi, tatlı su çatlak ağlarını yıkarken tekrar çatlakların içine doğru yayılacaktır.

Moleküler difüzyon, çatlaklı malzemelerin çoğundaki kirletici davranışı üzerinde yeteri kadar hızlı ve kuvvetli etkisi olan bir süreçtir. Granitin bile dikkate değer bir birincil gözenekliliği ve hidrolik iletkenliği vardır. Gözeneklilik değerleri genellikle %0,05–1 arasında; hidrolik iletkenliği de 10^{-12} m/s mertebesindedir. İngiltere'deki önemli bir kireçtaşı akiferinde yapılan ayrıntılı çalışmalar trityum ve nitratın yeraltındaki dağılımlarının bu bileşenlerin difüzyonunun gözenekli matriks içine hızlı akışın olduğu çatlaklardan şiddetle etkilendiğini göstermektedir (Foster, 1975). Kuzey Amerika'nın Düzlükler Bölgesi'ndeki buzul tili ve buzul-göl killeri genellikle çatlaklıdır (Altbölüm 4.4). Grisak vd. (1976) çatlakların yeraltı suyu akışı için majör bir yol teşkil etmesine rağmen, yeraltı suyunun kimyasal evriminin kil matriksden difüzyon yoluyla türeyerek çatlak ağına giren çözünmüş reaksiyon ürünleri tarafından kontrol edildiğini belirtmektedir.



Şekil 9.16 Bir yüzey kaynağından çatlaklı gözenekli kireçtaşı içine kirletici göçünün şematik temsili.

9.3 Kirleticilerin Hidrokimyasal Davranışı

Bu altbölümde yeraltı suyundaki kirleticilerin hidrokimyasal davranışı üzerinde durulacaktır. Yeraltı suyundaki kirleticileri etkileyen hidrokimyasal süreçlerin tamamını bu kitapta ele almak mümkün değildir. Burada amacımız, değişik hidrokimyasal özelliklerdeki birkaç grup kirleticinin davranışını kontrol eden önemli süreçlerin bazılarını sunmaktır. Yeraltı suyu kirlenmesinin kökeni ve nedenleri Altbölüm 9.4'de açıklanmıştır.

Azot

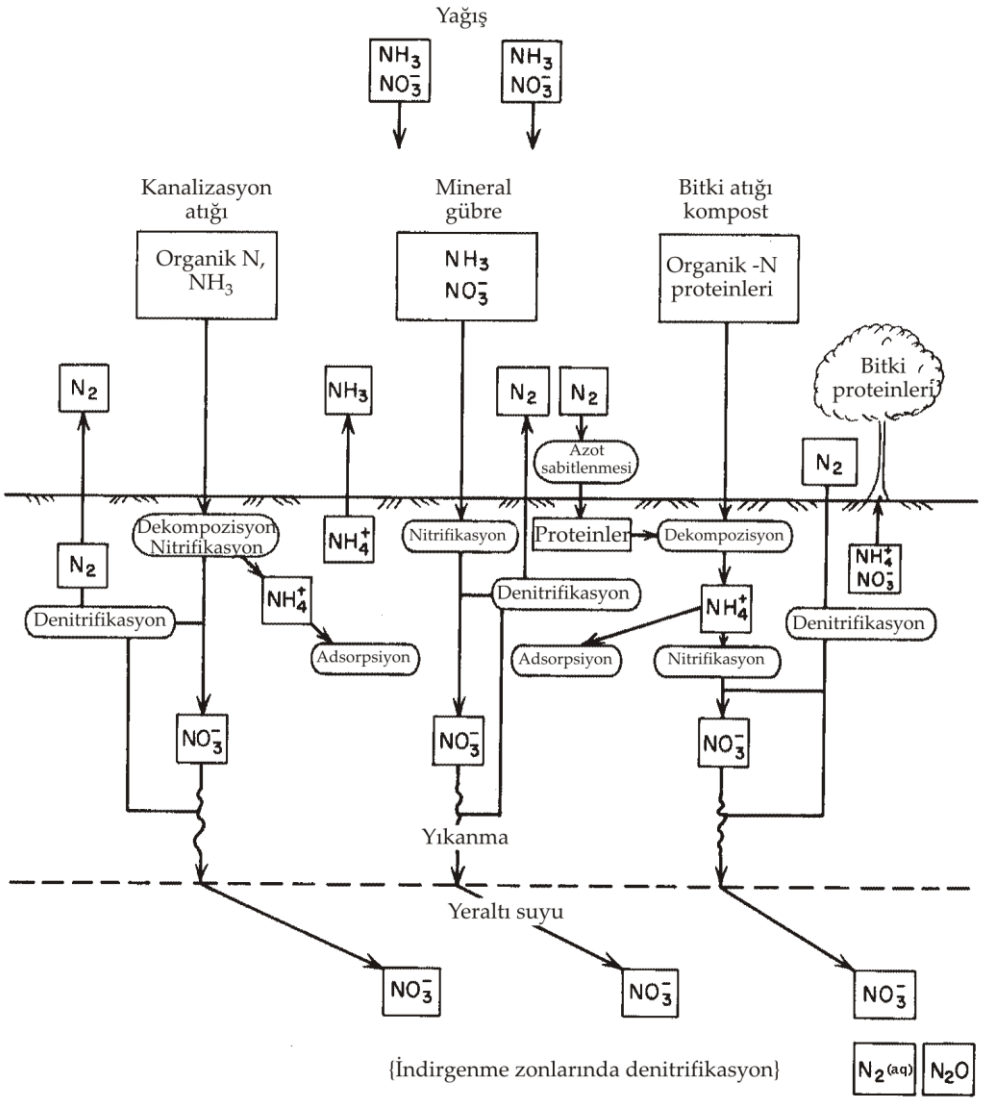
Yeraltı suyundaki en yaygın kirletici nitrat (NO_3^-) formundaki çözünmüş azottur. Tarımsal faaliyetlerden ve kanalizasyon atıklarının yüzeyde veya yeraltında depolanmasından dolayı, bu kirletici giderek artan şekilde yaygınlaşmaktadır. İstenmeyen konsantrasyonlardaki varlığı dünyanın birçok yerindeki geniş akifer sistemlerini tehdit etmektedir. Yeraltı suyundaki azotun ana şekli NO_3^- olsa da, çözünmüş azot amonyum (NH_4^+), amonyak (NH_3), nitrit (NO_2^-), azot (N_2), azot oksit (N_2O) ve organik azot şeklinde de oluşur. Organik azot, organik maddelere eşlik eden azottur.

Yeraltı suyundaki nitrat genellikle yer yüzeyindeki, zemin kuşağındaki veya nitratça zengin atıkların bulunduğu yerlerdeki nitrat kaynağından türemektedir (Şekil 9.17). Yeraltı suyuna giren NO_3^- bazı durumlarda arazi yüzeyine saçılan gübre veya atıklardan kaynaklanır. Bunlar nitratın doğrudan kaynakları olarak (Şekil 9.18) değerlendirilir. Diğer durumlarda NO_3^-, doğal olarak veya zemine beşerî faaliyetler yoluyla giren organik azotun veya NH_4^-'un dönüşümünden kaynaklanır. Organik azotun NH_4^-'a dönüşüm sürecine *amonifikasyon* denir. *Nitrifikasyon* sürecinde NH_4^+ oksitlenme ile NO_3^-'a dönüşür. Amonifikasyon ve nitrifikasyon süreçleri genellikle organik madde ve oksijenin bol olduğu su tablası üzerindeki zemin kuşağında oluşur. Bu nedenle, bu süreçler Şekil 9.18'de yeraltı suyu akış sistemi sınırları dışındaki NO_3^- üreticileri olarak temsil edilmişlerdir.

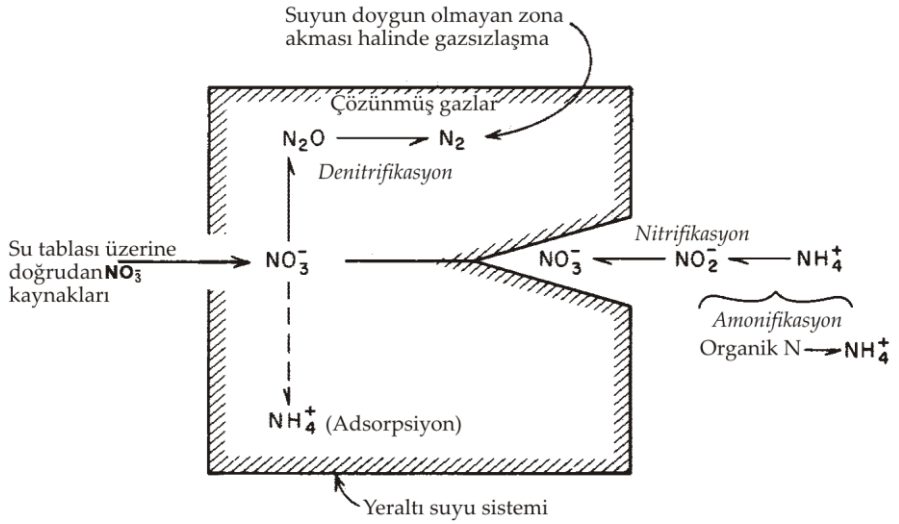
Yeraltı suyunda genellikle rapor edilen NO_3^- konsantrasyon değer aralığı sadece çözünürlük ile sınırlı değildir. Bu sebepten ve de anyon formundan dolayı, NO_3^- yeraltı suyunda çok hareketlidir. NO_3^-, çözünmüş azotun kuvvetli şekilde oksitleyici olan yeraltı suyundaki duraylı formudur. Yeraltı suyunda bir dönüşüme uğramadan ve çok az ya da sıfır gecikme ile hareket eder. İleri derecede geçirgen çökeller veya çatlaklı kaya içindeki sığ yeraltı suyu genellikle bolca çözünmüş O_2 ihtiva eder. NO_3^-'ın girdi alanlarından büyük mesafelere göç ettiği alanlar bu hidrojeolojik ortamlarda yer alır.

Yeraltı suyunun redoks potansiyelindeki bir azalım bazen, NO_3^-'ın N_2O veya N_2'ye dönüştüğü bir süreç olan azot tüketmeye neden olabilir (Şekil 9.17). Bu süreç Tablo 9.11'de kimyasal olarak temsil edilmiştir. Tersinir bir termodinamik ile

tanımlanan ideal bir sistemde azot tüketme, pH=7 ve 25 ^{0}C şartlarında suda p*E* cinsinden yaklaşık 4,2 redoks potansiyelinde (veya *Eh* olarak +250 mV'da) oluşur. Suda bu redoks potansiyelinde çözünmüş O_2 yoktur (yani ölçülme sınırı altındadır). NO_3^- bu durumda N_2O'ya indirgenir ve redoks potansiyelinin daha da azalmasıyla N_2O da N_2'ye indirgenir. Suyun doymamış zona hareket etmesi halinde N_2O veya N_2'nin bir kısmı gaz şeklinde kaçarak zemin havasına karışır.



Şekil 9.17 Yeraltı ortamında azotun kaynağı ve hareket yolları.



Şekil 9.18 Yeraltı suyu sistemlerinde azot girdileri ve dönüşümleri.

Şekil 9.18'de NO_3^- indirgenmesinin azot tüketme yoluna ek olarak NH_4^-'e giden bir kol olduğu görülmektedir. Reaksiyona maruz kalan NO_3^-'ın küçük bir bölümü biyokimyasal nedenlerden dolayı bu izi takip eder. NH_4^- yeraltı suyunda bu süreçle üretilirse, sonuçta büyük bir kısmı jeolojik birimdeki kil veya silt boyundaki partiküller tarafından adsorplanır.

Su kalitesi açısından bakıldığında, azot tüketme yeraltı suyunda arzu edilen bir süreçtir. Çözünmüş N_2 ve N_2O'un artan konsantrasyonları içme suyuna zarar vermez. Bunun aksine, sudaki NO_3^-'ın 45 mg/l'den büyük konsantrasyonları bebekler için elverişsizdir. 450 mg/l'den daha çok NO_3^- içeren sular hayvancılık için elverişsizdir.

Azot tüketme laboratuvarda ve arazideki toprak sistemleri üzerinde yapılan çok sayıdaki araştırmada gözlenen bir süreçtir. Belirli bir organik madde kaynağı ve bol miktarda NO_3^- mevcut olduğunda, topraktaki bakteri sistemleri büyük miktarlardaki NO_3^-'ı azot tüketme sürecine maruz bırakabilir. Ancak, yeraltı suyu kuşağındaki azot yeme süreci hakkında çok şey bilinmemektedir. Görünüşe göre, yeraltı suyu kuşağında organik maddenin uygun türlerinin veya miktarının eksikliği azot yiyici bakterilerin yeraltı suyunda büyümesini genellikle önlemektedir. Bu durum, redoks sistemi indirgeyici şartlara doğru evrimleşse bile azot tüketme hızını sınırlar. Ancak, yeraltı suyu genellikle düşük hızlarda aktığından, yavaş gelişen bir azot tüketme yeraltı ortamının nitrat bütçesi bakımından önemli olabilir. Akiferlerde azot tüketmeyi kanıtlarıyla birlikte veren arazi çalışmaları için okuyucunun Edmunds (1973) ve Gillham ve Cherry (1978)'ye başvurması önerilir.

İz Metaller

İz metallerin yeraltı suyundaki hareketliliği geçtiğimiz yıllarda büyük ilgi görmüştür. Bunlar arasında özellikle önemli olanları içme suyu standartlarında maksimum izin verilebilir veya tavsiye edilen sınır değerlerinin tayin edildiği iz metallerdir. Ag, Cd, Cr, Cu, Hg, Fe, Mn ve Zn (bkz. Tablo 9.1) bunlar arasındadır. İz metalleri insan sağlığı ve ekoloji üzerindeki rolü hakkında daha çok şey öğrenildikçe bu liste önümüzdeki on yılda daha da uzayabilir. Her ne kadar bu elementler yeraltı suyunda çok ender durumlarda toplam çözünmüş maddenin önemli bir kısmını oluşturacak şekilde bulunsa da, bunların konsantrasyonları kaynağa ve hidrokimyasal ortama bağlı olarak içme suyu standartlarında tayin edilmiş sınır değerlerinin üzerinde bulunabilir. Yukarıda sıralanan elementlerin çoğu kimyacılar tarafından *geçiş elementleri* olarak adlandırılan bir element grubunda yer alır. Bunların çoğu aynı zamanda *ağır metaller* olarak bilinmektedir.

Doğal veya kirlenmiş yeraltı sularındaki iz metaller demir hariç olmak üzere hemen her zaman 1 mg/l'in çok altındaki konsantrasyonlarda bulunurlar. Konsantrasyonların düşük oluşunun nedenleri şu şekilde sıralanabilir: minerallerin veya amorf maddelerin çözünürlüğü bakımından bazı kısıtlamaların olması, kil mineralleri üzerinde adsorplanma, demir ve manganın sulu oksitleri üzerinde adsorplanma, organik madde üzerindeki adsorplanma. İzomorf yerdeğiştirme veya mineraller ya da amorf katılar ile eşçökelim de önemli olabilir.

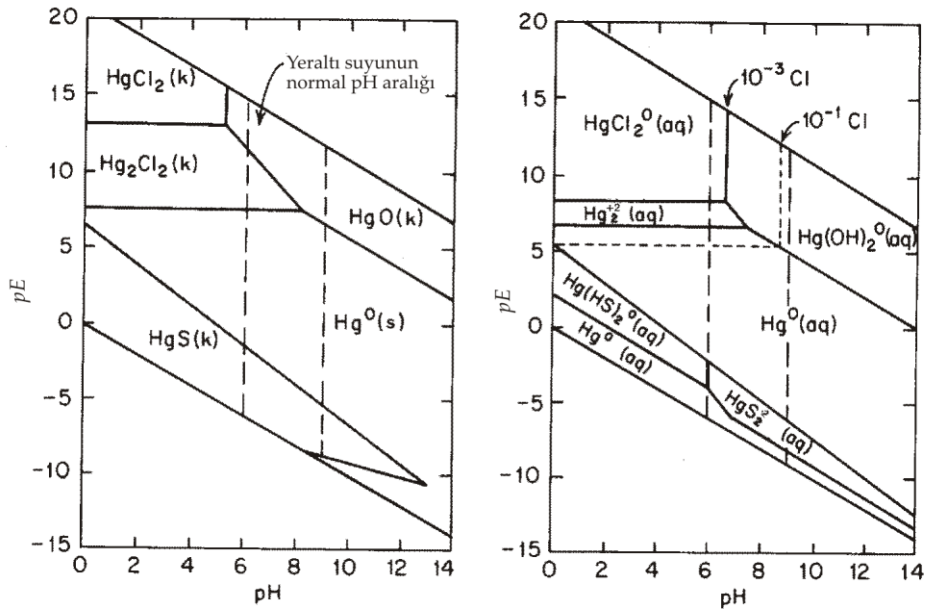
Sudaki çoğu iz metallerin karakteristik bir özelliği hidrolizli türler oluşturma ve HCO_3^-, CO_3^{-2}, SO_4^{-2}, Cl^-, F^- ve NO_3^- gibi inorganik anyonlar ile birleşmek suretiyle kompleks türler oluşturma eğilimidir. Çözünmüş organik bileşiklerce kirletilmiş yeraltı suyu ortamlarında organik kompleksler de önemli olabilir. Hidroliz ürünleri cinsinden ifade edildiğinde bir metalin toplam konsantrasyonu M_T,

$$M_T = (M^{n+}) + (MOH^{(n-1)+}) + (M(OH)_2^{(n-2)+}) + \ldots$$

şeklinde ifade edilir. Burada, M^{n+}: metalin hidrolize olmayan formudur. Toplam konsantrasyon M_T'nin bilinmesi halinde termodinamik verilerden türetilen denge sabitleriyle birlikte kütle-etki denklemlerini kullanarak diğer türlerin konsantrasyonları hesaplanabilir (Leckie ve James, 1974). Örnek olarak, çinkonun hidrolize türleri ve inorganik kompleksleri $ZnOH^+$, $Zn(OH)_2^o$, $Zn(OH)_4^{-2}$, $ZnCl^-$, $ZnSO_4^o$ ve $ZnCO_3^o$'dır. Çinkonun yeraltı suyundaki oluşumu ve hareketliliği bunların ve diğer çözünmüş türlerin dikkate alınmasını gerektirir. Yeraltı suyundaki çinkonun kimyasal analizi sadece suyun toplam çinko bileşeni hakkında doğrudan bir bilgi sağlar. Hidrolize türler şeklindeki toplam konsantrasyonun yüzdesi suyun artan pH'siyle birlikte artar. Çinkonun Cl^-, SO_4^{-2} ve HCO_3^- ile kompleksleri bu anyonların çözeltideki konsantrasyonunun artmasıyla birlikte artar. Altbölüm 3.3'de yeraltı suyunda majör iyonlu komplekslerin oluşumundan kaynaklanan çözünmüş türlerin, majör

bileşenlerin toplam konsantrasyonlarının analizinden hesaplanabileceği gösterilmişti. İz metal komplekslerinin konsantrasyonu da buna çok benzer bir şekilde laboratuvar analizlerinden elde edilen konsantrasyon verileri kullanılarak hesaplanabilir. Yeraltı suyundaki iz metallerin hesaplanabilmesi sudaki element tarafından oluşturulan en önemli komplekslerin konsantrasyonlarının hesaplanabilirliğine bağlıdır. Her ne kadar iz metallerin hareketliliğini anlamada serbest ve kompleks formdaki bilgilere çoğu zaman gerek duyulsa da, su kalitesi standartlarında listelenen konsantrasyon değerleri toplam konsantrasyonlardır.

Yeraltı suyu problemleriyle ilgili iz metallerin neredeyse tamamı redoks şartlarından etkilenir. Bu durum, ya iz metalin veya kompleksleri oluşturan ametal elementlerin oksidasyon durumundaki değişimlerden birinin sonucunda meydana gelir. Redoks ortamı, gözenekli ortamda iz metalin adsorpsiyonuna neden olan katı fazların değişiminin bir sonucu olarak iz metal konsantrasyonlarını dolaylı olarak da etkileyebilir. Aşağıdaki açıklamalarda redoks şartlarını ve kompleksleşmenin etkisini ifade etmede cıva kullanılmıştır. Cl^- ve çözünmüş sülfür türleri içeren sudaki Hg'nın p*E* ve pH diyagramları Şekil 9.19'da gösterilmiştir. Şekil 9.19(a) değişik pH–p*E* duraylılık alanlarında cıvanın katı bileşiklerine ve sıvı cıvanın oluştuğu alana işaret etmektedir. Çok miktarda SO_4^{-2} ve Cl^- konsantrasyonları içeren bu fazlarla dengedeki



Şekil 9.19 pH ve p*E*'nin 1 bar toplam basınçta civanın katı fazlarının ve sulu türlerinin stabilite alanları. (a) Çözeltide 10^{-3} molar Cl^- ve SO_4^{-2} şartlarında hesaplanmış katı fazları; (b) 10^{-3} molar SO_4^{-2} ve 10^{-3} ile 10^{-1} molar Cl^- şartları için hesaplanmış sulu türler. İnce kesikli çizgi $HgCl_2^o$ (aq)'un daha yüksek Cl^- konsantrasyonundaki genişletilmiş sınırını ifade eder (Leckie ve James, 1974'den).

civanın baskın sulu türleri Şekil 9.19(b)'de verilmiştir. Oksitleyici şartlarda ve yeraltı suyunun normal pH aralığında yüksek miktarda Cl^- içeren suda Hg'nın baskın çözünmüş türü $HgCl_2^o$'dır. Düşük Cl^- konsantrasyonlarında HgO denge katı fazıdır ve yüksek redoks potansiyelinde $Hg(OH)_2^o$ baskın çözünmüş türdür. Bu pH-p*E* ortamındaki esas denge reaksiyonu şu şekildedir:

$$HgO + H_20 = Hg(OH)_2^o \qquad (9\text{-}19)$$

25 ^{0}C'da bu reaksiyon için log K = –3,7'dir. Bu reaksiyondan $Hg(OH)_2^o$ denge reaksiyonu bu nedenle 47 mg/*l*'dir. Bu konsantrasyon sudaki izin verilebilir maksimum sınır değerinden logaritmik olarak 4 derece (yani 10.000 kez) büyüktür. HgO(k) duraylılık alanının altındaki çoğu pH-p*E* alanında çözünürlükteki kısıtlamalar toplam çözünmüş cıvanın denge konsantrasyonunun bu seviyenin çok altında kalmasına neden olur. Redoks alanının çoğunda denge konsantrasyonları içme suyunda izin verilen maksimum seviyenin altındadır.

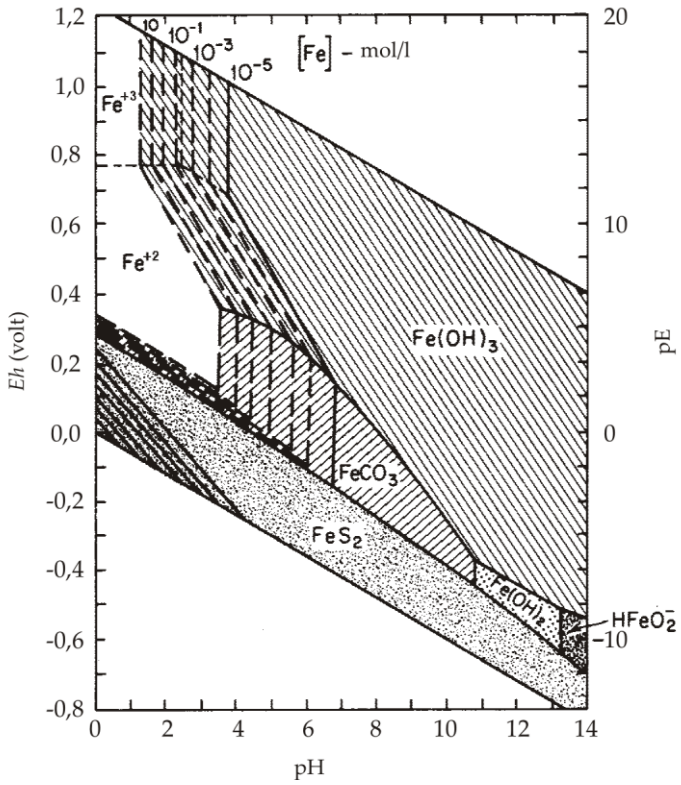
Diğer bazı iz metallerin yüksek redoks potansiyelindeki suda denge konsantrasyonları da büyüktür. Anaerobik yeraltı sularında sülfür minerallerinin nispeten çözünmez oluşu bu iz metalleri sınırlayarak çok düşük konsantrasyonlarda kalmasına neden olabilir. Yüksek konsantrasyonlarda çözünmüş inorganik karbon içeren ve asidik olmayan yeraltı sularında denge durumuna erişilmesi halinde, karbonat malzemesinin çözünürlüğü kadmiyum, kurşun ve demir gibi metallerin konsantrasyonlarını çok düşük seviyelerde tutacaktır. Suda aşırı miktarda inorganik veya organik kompleksleştirici maddenin bulunmayışının nedeni budur.

Katı maddelerin çözünürlüğünden ileri gelen sınırlamalara ve çözünmüş komplekslerin oluşumuna neden olan etkilere ilave olarak, yeraltı suyu ortamlarında iz metallerin oluşumu ve hareketliliği adsorpsiyon süreçleri tarafından da kuvvetle etkilenir. Bazı yeraltı sularında iz metallerin çoğu, çözünürlük sınırlamaları sonucunda ortaya çıkandan çok daha düşük konsantrasyon değerlerinde adsorpsiyon ile var olabilir. Yeraltı sistemlerindeki iz metal adsorpsiyonu kil mineralleri, organik madde ve gözenekli ortamı oluşturan diğer kristalli veya amorf maddenin varlığından dolayı oluşur. Bazı jeolojik birimlerde iz metal adsorpsiyonu sadece küçük miktarlarda mevcut olan kristalli veya amorf madde tarafından kontrol edilir. Meselâ, Jenne (1968) Fe ve Mn'ın sulu oksitlerinin zeminlerde ve tatlı su çökellerindeki Co, Ni, Cu ve Zn'nin sabit tutulmasında ana kontrol mekanizmasını oluşturduğunu belirtmiştir. Oksitleyici ortamlarda bu oksitler taneler üzerinde sıvanmış şekilde oluşur ve ortamın adsorplama yeteneğini diğer katılara kıyasla çok yüksek düzeylere çıkarabilirler. Sulu oksit sıvanmaları, iz metalleri ve diğer toksik bileşenleri devamlı surette ortadan kaldıran mekanizma şeklinde hareket eder.

Sulu demir ve mangan oksit çökelleri genellikle $Fe(OH)_3$(k) ve MnO_2(k) olarak adlandırılır. Demir oksit çökellerini adlamada bazen FeOOH(k) kullanılır. Demir ve manganın oksitleri X-ışınına göre amorf (yani kristalsiz) veya kristalen olabilir.

Kristalen formdaki sulu demir oksidi götit olarak bilinen mineraldir. Bileşim Fe_2O_3 olursa hematit olur. Sulu demir oksidin çökelleri genellikle değişik fazların bir karışımıdır. Hematit ve götit gibi kristalen formlar amorf çökellerin uzun zaman aralığında oluşmuş formlarıdır (Langmuir ve Whittemore, 1971).

Çözünmüş inorganik karbon ve çözünmüş sülfür türleri içeren sudaki demirin pH-*Eh* diyagramı Şekil 9.20'de verilmiştir. Yeraltı suyu için tipik olan pH aralığında $Fe(OH)_3(k)$ orta-yüksek *Eh* değerlerinde termodinamik olarak duraylıdır. Fazlaca çözünmüş inorganik karbon ve sülfür içeren yeraltı sularında $FeCO_3(k)$ (siderit) ve FeS_2 (pirit veya markazit) düşük p*E* değerlerinde duraylıdır. Şekil 9.20'de, $Fe(OH)_3(k)$'nın serbest enerji verilerindeki belirsizlikten dolayı $Fe(OH)_3(k)$ alanının sınırlarında önemli bir belirsizlik söz konusudur. Ancak, pH-p*E* diyagramı $Fe(OH)_3(k)$'nın varlığının redoks şartlarına bağlı olduğunu göstermektedir. Buradan, bir yeraltı suyu sisteminin metal adsorplama yeteneğinin bir kuşaktan diğerine önemli ölçüde değişebileceği



Şekil 9.20 pH ve p*E*'nin fonksiyonu olarak, 5 °C sıcaklık ve 1 bar basınç altında suda demirin ana katı fazları ve sulu türleri için duraylılık alanları. Kesikli çizgiler demirin çözünürlüğünü ifade eder. Toplam çözünmüş kükürt = 10^{-4} mol/*l* ve bikarbonat = 10^{-2} mol/*l* şartlarında hesaplanmış demir çözünürlüğünün duraylılık alanları (Hem, 1967'den).

sonucu çıkmaktadır. Beşerî faaliyetlerle pH-p*E* rejiminin bozulması halinde başlangıçtaki metal adsorplama kapasitesi çok yüksek olan bir kuşak bu yeteneğini kaybedebilir veya tersi bir durum da oluşabilir.

Özetle, iz metallerin çevre kimyasının karmaşık olduğu söylenebilir. Yeraltı suyu akış sistemleri içinde bunların taşınma davranışını kestirmek zordur. Birçok yeraltı ortamında adsorpsiyon ve çökelme reaksiyonları bu elementlerin cephesinin yeraltı suyu hızına oranla çok yavaş hareket etmesine neden olur. Bu nedenle, belki şaşırtıcı olacak ama, yeraltı suyunda çok az sayıda iz metal kirlenmesi olayı rapor edilmiştir (Kaufman, 1974). Ancak, iz metal kirlenmesinin gerçekleştiği durumlarda sonuçlar çok ciddî olabilir.

Sulu sistemlerde iz metal davranışının daha kapsamlı değerlendirmeleri Leckie ve James (1974) ile Leckie ve Nelson (1977) tarafından yapılmıştır. Doğal ve kirlenmiş yeraltı sularında iz metallerin oluşumu ve kontrolü Matthess (1974) tarafından gözden geçirilmiştir.

İz Ametaller

Yeraltı suyu incelemelerinde elementlerin periyodik tablosunda yer alan çok sayıda ametal element arasında sadece birkaçı üzerinde önemle durulmuştur. Karbon, klorür, sülfür, azot, florür, arsenik, selenyum, fosfor ve bor bunlara örnektir. Karbonun çözünmüş formları (HCO_3^-, CO_3^{-2}, CO_2, H_2CO_3) klorürün çözünmüş formları (Cl^-) ve kükürtün çözünmüş formları (SO_4^{-2}, HS^-, H_2S) çoğu doğal ve kirlenmiş yeraltı sularında bol miktarda bulunur. Bu bileşenlerin jeokimyasal kökeni ve davranışı 3. ve 7. Bölümlerde tanımlanmış olup, ayrıca burada ele alınmayacaktır. Yeraltı suyundaki azot bu bölümde daha önce ele alınmıştı. Buradaki amacımız, yeraltı suyunda kirletici veya toksik doğal bileşen olarak bulunan diğer önemli metalik olmayan ve inorganik bileşenlerin hidrokimyasal davranışını gözden geçirmektir. Burada arsenik, florür, selenyum, bor ve fosfat ele alınacaktır. Bu bileşenler yeraltı suyunda çok ender durumlarda 1 mg/*l*'nin üzerine çıkarlar. Yukarıda verilenler arasında ilk dördü için sınır değerleri içme suyu standartlarında verilmiştir (Tablo 9.1).

Arsenik ve bileşiklerinin boya yapımında, böcek ve bitki ilaçlarında, metal alaşımlarında ve kimyasal silah yapımında geniş bir kullanım alanı vardır (Ferguson ve Gavis, 1972). Bu kullanım alanlarının çoğunda arseniğin yerini günümüzde sentetik organik bileşikler almıştır fakat, geçmişteki kullanımı ve maden işletme atıkları ile doğal kaynaklardan dolayı arsenik çevre kalitesi açısından halen gündemde bulunmaktadır. İçme suyu ve yüzey suyu ortamlarındaki arsenik verileri üzerinde yapılan değerlendirmelerinde Ferguson ve Gavis (1972) doğal sulardaki arsenik konsantrasyonlarının çoğu zaman içme suyu standartlarında belirtilen sınır değerine yaklaştığı veya aştığı sonucuna varmışlardır.

Arseniğin jeokimyası Onishi ve Sandell (1955) tarafından tanımlanmıştır. Ferguson ve Gavis (1972) doğal sulardaki arsenik döngüsünü incelemişlerdir. Arsenik +V, +III, 0 ve –III şeklinde dört oksidasyon durumunda oluşmaktadır. –III durumu

sadece son derece düşük p*E* değerlerinde stabildir. Yeraltı suyundaki tipik pH aralığında duraylı katı arsenik formları $As_2O_5(k)$ ve $As_2O_3(k)$'dır. Bu katıların çözünürlüğü, çözünmüş arsenik türleri içme suyunda izin verilebilir konsantrasyonların çok üzerinde olabilecek kadar olabilir. Oksitleyici şartlar altında çözünmüş arseniğin $H_3AsO_4^o$, $H_2AsO_4^-$, $HAsO_4^{-2}$ ve AsO_4^{-3} türleri duraylıdır. Az indirgeyici şartlarda $H_3AsO_3^o$, $H_2AsO_3^-$ ve $HAsO_3^{-2}$ baskındır. Çözünmüş sülfür türlerinin orta veya yüksek konsantrasyonlarında ve düşük p*E*'deki sularda As_2S_3 ve AsS duraylıdır. Bu şartlar altında toplam çözünmüş arsenik içme suyundaki konsantrasyon sınır değerlerinin çok altındaki çözünürlük kısıtlamaları ile sınırlıdır. Ancak, çözünmüş arsenik türleri daha yüksek p*E* değerlerinde içme suyunda izin verilebilir değerin çok üzerindeki denge konsantrasyonlarında oluşabilir. Egemen çözünmüş türlerin yüksüz veya negatif yüklü oluşu, bu türlerin yeraltı suyu akış yolunda taşınması sırasında adsorpsiyon ve iyon değişiminin çok az bir gecikmeye neden olacağını düşündürmektedir.

İçme suyu standartlarında maksimum izin verilebilir sınır değeri tayin edilmiş değişik ametaller arasında ikisi, selenyum ve florür, insan kaynaklı olmalarından ziyade doğal olarak oluştuklarından dolayı özel bir öneme sahiptir. Doğal kaynaklardan türeyen bu bileşenler toksik düzeyde olsa bile *kirletici* değildir. Bu iki bileşenin oluşumu bu altbölümde ele alınacaktır.

Selenyum, bazı jeokimyasal özellikleri sülfüre benzeyen bir ametaldir. Selenyum +VI, +IV ve –II oksidasyon durumlarında ve şeyl ile kömür gibi kayalarda, uranyum madenlerinde ve bazı zeminlerde önemli miktarlarda bulunabilir (Lewis, 1976). Selenyum tuzlarının sulu çözünürlükleri genelde sülfat tuzlarındakinden büyüktür. Selenyumun yeraltı suyundaki çözünmüş formu başlıca SeO_3^{-2} ve SeO_4^{-4} iyonları şeklindedir. Moran (1976) tarafından yapılan deneysel çalışmalar yeraltı suyundaki selenyum konsantrasyonlarının sıvanmalar üzerindeki adsorpsiyon veya sulu demir oksitin kolloidal partikülleri tarafından kontrol edildiğini göstermiştir. Ancak, en önemli sınırlayıcı neden, çoğu yeraltı suyu sistemlerinde kaya veya zeminlerdeki selenyumun az miktarda oluşudur. Yalnız, bu genellemenin istisnaları vardır. Meselâ, Moran (1976) Colorado'da su kuyularında selenyum konsantrasyonlarının içme suyundaki izin verilebilir değerlerini aşan bir sahayı tanımlamıştır.

Florür, diş sağlığı açısından sağladığı faydalardan ve birçok şehirde belediye içme sularında katkı maddesi olarak kullanılmasından dolayı geçtiğimiz birkaç on yılda üzerinde çok fazla durulmuş bir bileşendir. Florür, yeraltı suyundaki konsantrasyon aralığı 0,1 mg/*l*'den daha küçük bir değerden 10-20 mg/*l* gibi yüksek değere kadar değişen doğal bir bileşendir. İçme suyundaki maksimum izin verilebilir sınırı bölgenin sıcaklığına bağlı olarak 1,2 ile 2,4 mg/*l* arasındadır (Tablo 9.1). Optimum diş sağlığı için tavsiye edilen konsantrasyon değeri 1 mg/*l*'ye yakındır fakat, bu da bölgenin sıcaklığına bağlı olarak az çok değişir. Florürün yeraltı suyundaki doğal konsantrasyonları, yeraltı suyunun akış yolu sırasında karşılaştığı kayalarda veya

minerallerde florürün olup olmadığına ve florit (CaF_2) veya floroapatitin [$Ca_3(PO_4)_2.CaF_2$] çözünürlüğü üzerindeki kısıtlamalara bağlıdır. Bu minerallerin sudaki denge çözünme-çökelme ilişkileri:

$$K_{florit}=[Ca^{+2}][F^-]^2 \qquad \log K_{25\,^oC}=-9,8 \qquad (9\text{-}20)$$

$$K_{florapatit}=[Ca^{+2}]^5[F^-][PO_4^{-3}]^3 \qquad \log K_{25\,^oC}=-9,8 \qquad (9\text{-}21)$$

Çoğu yeraltı suyu ortamlarında PO_4^{-3} bulunmadığı için, F^-'ün anakayadan geldiği yerlerde çözünme kısıtlamaları sağlayan mineral fazı muhtemelen CaF_2'dir. Ancak, (9-20) eşitliğindeki değerleri yerine koyarak da tanımlanabileceği gibi, bu çözünürlük kısıtlamasıyla F^-'ü içme suyu standartları altındaki değerlerle sınırlamak için yüzlerce mg/*l*'lik Ca^{+2} konsantrasyonlarına ihtiyaç vardır. Yeraltı sularının neredeyse tamamının florit ve floroapatitçe doymamış olduğu gerçeği, yeraltı suyunun F^- içeriğinin bu minerallerin çözünmesinden ziyade yeraltı suyunun içinde aktığı kaya ve çökellerle sınırlı olduğunu düşündürmektedir. F^- içeriği içme suyu standartlarını aşan yeraltı suyu Kuzey Amerika'nın Büyük Düzlükler bölgesinde ve güneybatı A.B.D.'nin bazı kesimlerinde yaygındır. Bunun anlamı, bu bölgelerdeki kayalardan F^-'ün sağlanması Kuzey Amerika'nın diğer yerlerine göre daha kolaydır.

Fosfor her ne kadar içme suyu için zararlı bir bileşen olmasa da yeraltı suyundaki varlığı çevresel açıdan önemli olabilir. Fosforun küçük miktarlarda bile yüzey sularına karışması bazen alglerin ve su bitkilerinin süratle çoğalmasına neden olur ve sonuçta yüzey suyu sisteminde ötrifikasyon gelişir. Fosfor bu sebepten dolayı gölcüklere, göllere, rezervuarlara ve nehirlere karıştığında kirletici olarak değerlendirilir. Fosforun yeraltı suyundaki oluşumu ve hareketliliği yeraltı sularının yüzey sularını fosforla besleme potansiyelinin olduğu yerlerde önemlidir. Gübrelerin çok geniş alanlara yayılan kullanımı ve kanalizasyon atıklarının yüzeyde saçılmasıyla, yeraltı suyunda taşınma neticesinde yüzey suları sistemine fosfor katılım potansiyeli artmaktadır.

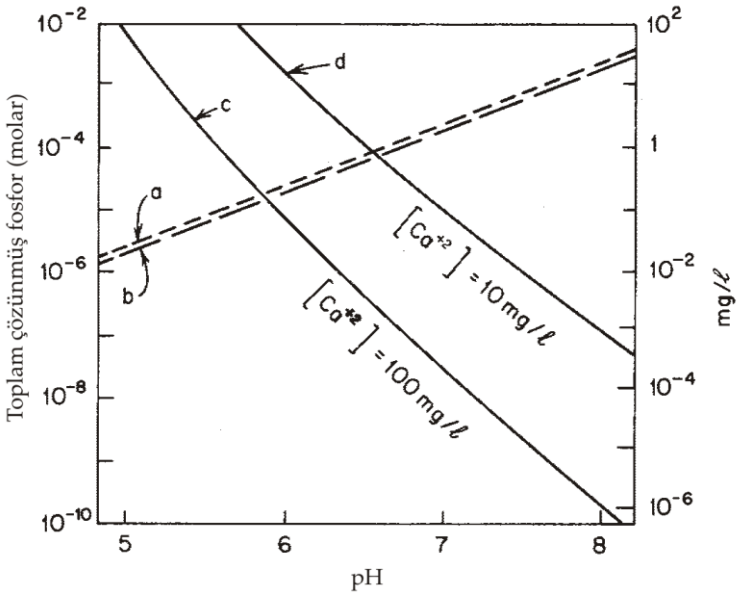
Çözünmüş inorganik fosfor suda başlıca H_3PO_4, $H_2PO_4^-$, HPO_4^{-2} ve PO_4^{-3} şeklinde bulunur. H_3PO_4 polipirotik bir asit olduğundan [bkz. Altbölüm 3.3'deki açıklama ve Şekil 3.5(b)], bu çözünmüş fosfor formlarının her birinin göreceli oluşumu pH'ye bağlıdır. Yeraltı sularının normal pH aralığında $H_2PO_4^-$ ve HPO_4^{-2} baskın türlerdir. Bu türler negatif yüklü olduğundan, zemin kuşağında organik maddece zengin katmanların altındaki yeraltı suyunda çözünmüş fosforun hareketliliği adsorpsiyon tarafından kuvvetlice kısıtlanmaz. Yeraltı suyu kuşağında fosfor üzerindeki baskın kontrol mekanizması, az çözünebilen fosfat minerallerinin çözünürlüğüdür. Çözünürlük kontrolü genellikle hidroksilapatit [$Ca_5(OH)(PO_4)_3$], strenit ($FePO_4{\cdot}2H_2O$) ve varisit ($AlPO_4{\cdot}2H_2O$) minerallerinden biri veya birden fazlasına atfedilir. Kütle hareketi yasasından bu minerallerin sudaki çözünme-çökelme reaksiyonlarının denge denklemleri aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$K_n=[Ca^{+2}]^5[OH^-][PO_4^{-3}]^3 \quad \log K_n = -58,5 \tag{9-22}$$

$$K_s=[Fe^{+3}][H_2PO_4^-][OH^-]^2 \quad \log K_s = -34,9 \tag{9-23}$$

$$K_v=[Al^{+3}][H_2PO_4^-][OH^-]^2 \quad \log K_v = -30,5 \tag{9-24}$$

Burada, K_n, K_s ve K_v sırayla hidroksilapatit, strengit ve varisit için denge sabitleridir. Log K değerleri 25 ^{0}C ve 1 bar içindir. Bu çözünürlük ilişkileri Ca^{+2}, Fe^{+3} ve Al^{+3} konsantrasyonlarının çözeltide bulunan çözünmüş fosforun denge konsantrasyonunu kontrol edebileceğini göstermektedir. Yukarıdaki çözünürlük ilişkilerinden hesaplanan toplam çözünmüş fosforun denge konsantrasyonları Şekil 9.21'de verilmiştir. Hidroksilapatit, strengit ve varisitin çözünürlükleri sırayla Ca^{+2}, Fe^{+3} ve Al^{+3} konsantrasyonlarına bağlı olduğundan, her bir çözünürlük çizgisi bu iyonların sadece belirli bir konsantrasyonu için, geçerlidir. Ca^{+2}'un denge fosfat konsantrasyonu üzerindeki etkisini göstermek için hidroksilapatit için iki çözünürlük çizgisi (c ve d) verilmiştir. Varisit çözünürlük çizgisi (a çizgisi), Al^{+3} konsantrasyonunun gibsitin [$Al(OH)^3$(k)] çözünürlüğü tarafından kontrol edildiği varsayımına dayalıdır. Strengit çözünürlüğü için (b çizgisi), $Fe(OH)_3$(k)'nın Fe^{+3} konsantrasyonunu sınırladığı varsayılmıştır.



Şekil 9.21 pH'nin fonksiyonu olarak fosfat çözünürlüğü. (a) Varisit, (b) strengit, (c) ve (d) iki kalsiyum aktivitesindeki hidroksilapatit ile çözünmüş fosfat.

Şekil 9.21'den düşük Ca^{+2} içeren ve pH'nin de 7 civarında veya altında olduğu sularda toplam çözünmüş fosfatın denge konsantrasyonunun büyük olduğu görülmektedir. Çözünmüş demirin anaerobik yeraltı suyundaki baskın formu Fe^{+3}'den ziyade Fe^{+2}'dir. Bu durumdaki strengit çözünürlüğü fosfat oluşumu için kısıtlayıcı bir faktör değildir. Bu karakteristiklere sahip yeraltı suyu, yani düşük Ca^{+2} konsantrasyonları ve indirgeyici redoks şartları, kristalen kayalardan veya bu kayalardan türeyen çökellerden oluşan yerlerde bulunur. Michigan, Minnesota ve Kanada'nın bazı kesimlerindeki Prekambriyen Kalkan bölgesi gibi yerlerde çözünmüş fosforun foseptik çukurlarından sığ yeraltı suyu rejimi vasıtasıyla temiz sulu göllere göçü önemli bir su kalitesi problemine yol açmaktadır. Bu göllerin çoğundaki fosfor girdisinin az miktarda artmasıyla yosun ve su bitkilerinde aşırı derece çoğalma meydana gelmektedir. Yeraltı suyunda fosforun hareketliliği göl yakınlarındaki dinlenme alanları ve yaz turizmi üzerinde önemli bir çevresel etkiye neden olabilir.

Sulu sistemlerde ve zeminlerde fosforun hidrokimyasal kontrolü için okuyucunun Stumm ve Morgan (1970) ve Beek ve De Haan (1974)'e başvurması önerilir.

Organik Maddeler

3. Bölümde tüm yeraltı sularında genelde az miktarda doğal kökenli çözünmüş organik maddeler bulunduğundan söz edilmişti. Humik ve fulvik asit olarak adlandırılan bu maddeler su kalitesi açısından bakıldığında çok önemli değildir. Ancak, insan kaynaklı organik maddeler çok önemlidir. İnsan tarafından üretilen organik bileşik sayısı iki milyon civarında olup, yılda 300-500 kadarı da piyasaya sürülen yaklaşık 250.000 yeni formül eklenmektedir (Giger ve Roberts, 1977).

Sayısı giderek artan bu maddeler biyolojik çürümeye karşı nispeten dayanıklıdır. Birçoğunun kanalizasyon arıtma tesislerinde temizlenmesi mümkün olmamaktadır. Bugün için üretilen sentetik organik bileşiklerin yaklaşık üçte birinin biyosfere girdiği tahmin edilmektedir (Iliff, 1973). İçme suyu kaynaklarından 1200'den fazla insan kaynaklı organik madde tespit edilmiştir (Shackelford ve Keith, 1976). İçme suyu kaynaklarındaki organik bileşik araştırmaları çoğalırken bu sayı da artmaktadır.

Burada sorulması gereken soru şudur: Organik bileşikler yeraltı suyu kalitesini hangi durumlarda ve ne ölçüde kötüleştirmektedir? Bu sorunun cevabı, ne yazık ki şu an için mevcut değildir. Yeraltı suyundaki organik bileşikler üzerine yapılan araştırmalar çok az olduğundan, bugün için bir genel sonuç ortaya koymak mümkün değildir. Burada amacımız, organik bileşiklerin yeraltı suyu sistemlerine göçünde önemli rol oynadığı düşünülen faktörleri kısaca gözden geçirmektir.

Yeryüzünde bulunan organik bileşikler şu mekanizmaların bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır: pestisid (böcek ilacı) kullanımı, kanalizasyon atıklarının yüzeyde depolanması, organik bileşiklerin bertarafında düzenli depolama sahalarının veya gelişigüzel boşaltma alanlarının kullanılması, organik bileşiklerin variller içinde özel depolama alanlarında gömülmesi, sıvı atık depolama havuzlarından sızmalar ve karayolu ile diğer taşıma yolları boyunca kaza sonucu meydana gelen dökülmeler.

Kuzey Amerika ve Avrupa'da organik bileşiklerin yeraltı suyu için tehdit oluşturabileceği yüzbinlerce lokasyon bulunmaktadır.

Çoğu organik maddenin yüzeyden veya zemin kuşağından daha derin yeraltı ortamlarına göçünü önleyen veya geciktiren birkaç mekanizma vardır. Bunlar, kimyasal çökelme, kimyasal bozunma, buharlaşarak gaz haline gelme, biyolojik çürüme, biyolojik tüketim ve adsorplamadır.

Organik maddelerinin çoğunun suda çözünürlüğü çok düşüktür. Bu durum genellikle büyük miktarda yeraltı suyundaki organik maddenin önemli mesafelere göçünü sınırlamaktadır. Ancak, bu maddelerin çoğu çok düşük konsantrasyonlarda bile toksik olduğundan, çözünürlükteki kısıtlayıcı durum, önemli konsantrasyon düzeylerinin göçünü çoğu zaman tamamen engelleyememektedir. Sözgelimi, bazı yaygın pestisidlerin çözünürlükleri ve içme suyundaki maksimum izin verilebilir konsantrasyonları arasındaki bir karşılaştırma (Tablo 9.3) bu pestisidlerin çözünürlüklerinin izin verilebilir konsantrasyonları genellikle aştığını göstermektedir. Pestisidlerin bileşimi ve çözünürlükleri ile ilgili kapsamlı bir tanımlama Oregon State University (1974) tarafından yapılmıştır.

Tablo 9.3 Altı değişik pestisidin çözünürlükleri ve suda maksimum izin verilebilir konsantrasyon değerleri arasında bir karşılaştırma.

Bileşik	Maksimum izin verilebilir konsantrasyon (mg/*l*)	Suda çözünürlük (mg/*l*)
Endirin	0,0002	0,2
Lindan	0,004	7
Metoksiklor	0,1	0,1
Toksafen	0,005	3
2,4-D	0,1	620
2,4,5-TP silveks	0,01	–

Not: Çözünürlükler Oregon State University, 1974'den.

Çoğu organik maddeler zemin kuşağındaki volatilizasyondan (buhar durumuna geçme) dolayı kaybolur. Maddeler katı fazdan veya çözünmüş fazdan buhar fazına dönüştüğünde atmosfere difüzyon yoluyla geçerler. Bu süreç yeraltındaki suda taşınma için gerekli konsantrasyonları önemli ölçüde azaltır. Ancak, volatilizasyonun oluşması için bir gaz fazı mutlaka bulunmalıdır. Bu nedenle, bileşiklerin türlerin sadece çözünmüş halde bulunduğu su tablası altına göç etmesi halinde bu süreç etkin olamamaktadır.

Yer yüzeyine düşen ve buradan da zemin kuşağında hareket eden pestisidlerin neredeyse tamamı ve diğer pekçok organik madde biyokimyasal çürümeye maruz kalmaktadır. Zemin kuşağında organik bileşikleri tüketen ve başka bir forma dönüştüren sayısız bakteri türü vardır. Eğer bu bakteriler olmasaydı, biyosfer şimdiye kadar organik bileşiklerle çoktan kirlenmiş olurdu. Çevre kirlenmesi açısından üzerinde durulan en önemli konu zemin kuşağında veya kanalizasyon arıtma

tesislerinde kolaylıkla bozunmayan organik maddelerdir. Bu maddelere *refraktör bileşikler* denilmektedir. Bu maddeler yeraltı ortamında giderek daha da yaygınlaşmaktadır.

Yeraltı suyu kaynaklarının kalitesi açısından en büyük tehdit olan organik maddeler nispeten çözünebilir, volatil olmayan ve refraktör olanlardır. Bu bileşiklerin zemin yüzeyinden akifer sistemine kolaylıkla göçünü önleyen ana mekanizma adsorpsiyondur. Zemin kuşağındaki ve daha derindeki jeolojik birimlerde bulunan mineraller ile amorf inorganik ve organik maddelerin hepsi de organik bileşiklerin adsorplanması için elverişli yüzeylere sahiptir. Ne yazık ki, adsorpsiyon izotermleri, biyosfere giren organik kimyasal maddelerin çok küçük bir yüzdesi için mevcuttur. Bu izotermler sadece sınırlı bir aralıktaki hidrokimyasal şartlar altında; az sayıda geçirgen jeolojik birimlerle ilişkilidir. Bu adsorpsiyon verilerinin kıtlığından dolayı, organik maddelere olan bağımlılığın ve giderek artan kullanım alanının yeraltı suyu kaynakları için oluşturduğu potansiyel tehlike hakkında genel bir sonuca varmak mümkün değildir.

Organik maddelerin yeraltı ve yüzey sularındaki oluşumu, sınıflaması ve hareketi ile ilgili daha çok bilgi edinmek isteyen okuyucu için aşağıdaki kaynaklar yararlı olabilir. Giger ve Roberts (1977) kirlenmiş sulardaki refrakter organik bileşikler ile ilgili problemleri tanımlamıştır. Sudaki organik bileşiklerin sınıflamasına dair bir çalışma Leenheer ve Huffman (1977) tarafından yapılmıştır. Çok değişik pestisid ve herbisidlere ait kimyasal, ekolojik ve adsorplama özellikleri Oregon State University (1974) tarafından verilmiştir. Malcolm ve Leenheer (1973) yeraltı veya yüzey suyu incelemelerinde bir kirletici belirteci olarak çözünmüş organik karbon ölçümlerinin yararlarından bahsetmiştir. Shackelford ve Keith (1976) içme suyu olarak kullanılan yeraltı suyu ve diğer sularda bulunduğu rapor edilmiş organik bileşiklerin bir özetini vermiştir. Sudaki petrol ve gaz gibi maddelerin davranışı McKee (1956) tarafından tanımlanmıştır. Seçilmiş bazı zeminlerdeki birkaç organik bileşenin adsorpsiyon izotermleri Kay ve Elrick (1967), Hamaker ve Thompson (1972), Davidson vd. (1976) ve Hague vd. (1974) tarafından tanımlanmıştır.

9.4 Parametrelerin Ölçümü

Hızın Belirlenmesi

Yeraltı suyunun hızını belirlemede üç grup yöntem vardır. Birinci grup, doğrudan Darcy denklemine bağlı olan tüm teknikleri içerir. İkinci grupta yapay izleyicilerin kullanımı söz konusudur. Üçüncü grup ise, trityum ve karbon 14 gibi çevresel izotoplarla yeraltı suyunda yaş ölçüm yöntemlerini içerir. Darcy yasasına dayalı tekniklerde, hızın hesaplanmak istendiği akış sahasının ilgili bölümü için hidrolik iletkenlik, hidrolik eğim ve gözeneklilik bilgileri gereklidir. (2-82) eşitliğini kullanarak bu verilerden ortalama doğrusal hız ($\overline{v}$) hesaplanabilir. Hidrolik iletkenlik, hidrolik eğim ve gözenekliliğin arazi değerlerinin tayininde kullanılan yöntemler 2., 6. ve 8.

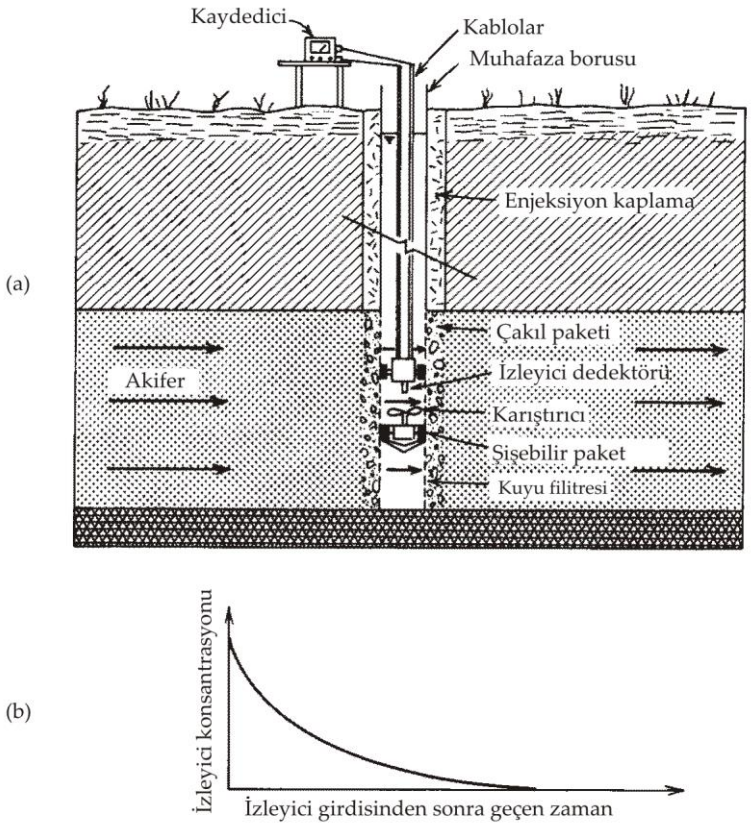
Bölümlerde tanımlanmış olup, burada ayrıca üzerinde durulmayacaktır. Burada sadece, bu parametreleri Darcy yasasından türeyen eşitliklerde kullanarak hesaplanan ve genellikle de kaçınılması zor olan büyük belirsizliklerden söz edilecektir. Arazideki hidrolik iletkenlik tanımlamalarında çoğu zaman büyük bir belirsizlik söz konusudur. Gradyan ve gözeneklilik tanımlamalarındaki hatalar hidrolik iletkenlik ölçümündeki hatalarla birleştiğinde, hesaplanan hızda önemli ölçüde hataların ortaya çıkmasına yol açmaktadır. Her ne kadar maliyeti daha yüksek olsa da, bazı durumlarda daha doğru ölçümler genelde yapay yeraltı suyu izleyicileri ile başarılabilmektedir.

Yeraltı suyu hızı tanımlamasında en doğrudan yöntem, akış sahasında bir noktada bir izleyici verip, bunun diğer noktalara varışını gözlemekten ibarettir. Dispersiyonla ilgili düzeltmeleri yaptıktan sonra, varış zamanı ve mesafe verilerinden yeraltı suyu hızı hesaplanabilmektedir. Literatürde bu tür deneyleri tanımlayan sayısız çalışma vardır. Çok basit izleyicilerden radyoizotoplara değişen geniş bir aralıkta radyoaktif veya radyoaktif olmayan izleyiciler kullanılmıştır. Tuz (NaCl veya $CaCl_2$) gibi basit izleyiciler elektriksel iletkenlik ölçümü ile kolayca takip edilebilmektedir. ^{3}H, ^{131}I, ^{29}Br ve ^{51}Cr-EDTA (^{51}Cr içeren bir organik kompleks) gibi radyoizotoplar radyoaktivite dedektörlerini kullanarak doğru bir şekilde ölçülebilmektedir. Radyoizotopların kullanılmasındaki dezavantajlardan biri bu konuda alınması gereken yasal izinler ile dikkatsiz işçiler tarafından kullanıldığında doğurabileceği tehlikelerdir. Birçok araştırmacı floresan boyalarını (florosein ve rodamin bileşikleri) kullanmıştır. Arazi deneylerinde boyanın görsel olarak tespiti bazen tatmin edici sonuçlar vermektedir. Gerekli olduğu zaman boya konsantrasyonları çok düşük seviyelere kadar nicel olarak ölçülebilir. Yakın geçmişte yapılan bir çalışmada Freon (Cl_3CF)'un yeraltı suyu hız deneylerinde kullanılabilecek en iyi yapay izleyicilerden biri olduğu öne sürülmüştür (Thompson vd., 1974). Jeolojik birimlerle reaksiyona girmeyen bu madde umumi sular için tehlike arz etmeyecek şekilde çok düşük konsantrasyonlarda kullanılabilmektedir. Yeraltı suyu incelemelerinde izleyici tekniklerinin gözden geçirilmesinde okuyucunun Knutson (1966), Brown vd. (1972) ve Gaspar ve Oncescu (1972)'ya başvurması önerilir.

Yukarıda tanımlanan yeraltı suyu hızını doğrudan belirleme yönteminin belli başlı dört dezavantajı vardır: (1) doğal şartlarda çok ender durumlarda yeraltı suyu hızı büyük değerlerde olduğundan, izleyicilerin akış sistemlerinde büyük mesafelere gidebilmesi için genelde çok uzun zamana ihtiyaç vardır, (2) jeolojik birimler genelde oldukça heterojen olduğundan, akış sahasının inceleme altındaki kısmından geçen izleyicileri yeterli ölçüde takip edebilmek için genellikle çok sayıda gözlem noktası (piyezometreler, kuyular veya diğer örnekleme aygıtları gibi) gereklidir, (3) birinci maddede açıklanan nedenden dolayı küçük ve muhtemelen de akış alanını temsil etmeyen bir örnek test edilmektedir, ve (4) ikinci maddedeki sebepten dolayı akış alanı ölçüm cihazlarından dolayı önemli ölçüde saptırılmış olabilir. Bu dört faktörün bir sonucu olarak, bu tür izleyici deneyleri genelde uzun zaman aralığı ve büyük çaba gerektiren bir işlem olup, çok ender durumlarda uygulanmaktadır.

Bu dezavantajları ortadan kaldıran bir teknik 1940'ların sonunda SSCB'de

geliştirilmiştir. Kuyu seyreltmesi veya nokta seyreltme yöntemi olarak bilinen bu teknik bugün Avrupa'da geniş bir şekilde kullanılmaktadır. Kuyu seyreltme deneyleri bir kuyu veya piyezometrede nispeten kısa sürede tamamlanabilmektedir. Bu deneyle kuyu çeperi yakınındaki formasyonun yatay ortalama doğrusal hızı hesaplanmaktadır. Kuyu seyreltme deneyinin şematik bir gösterimi Şekil 9.22(a)'da verilmiştir. Deney, kuyu filitresinin belirli bir bölümünün pakerler vasıtasıyla geri kalan kısmından izole edilmek suretiyle yapılmaktadır. İzole edilmiş bu kuyu bölümüne izleyiciler çabucak uygulanır ve yanal yeraltı suyu akışı izleyiciyi kuyudan uzaklaştırırken devamlı surette karıştırılır. İzole edilmiş kuyu bölümünde yeraltı suyunun devamlı akışı ile birlikte karıştırma işleminin birleşik etkisi Şekil 9.22(b)'de görüldüğü gibi bir seyrelme-zaman ilişkisi verir. Bu ilişkiden, kum veya çakıl paketlenmesi ötesinde fakat kuyu filitresine yakın formasyondaki ortalama yatay yeraltı suyu hızı hesaplanır. Buradaki hesaplama yöntemlerinin temelini oluşturan teori aşağıda tanımlanmıştır.

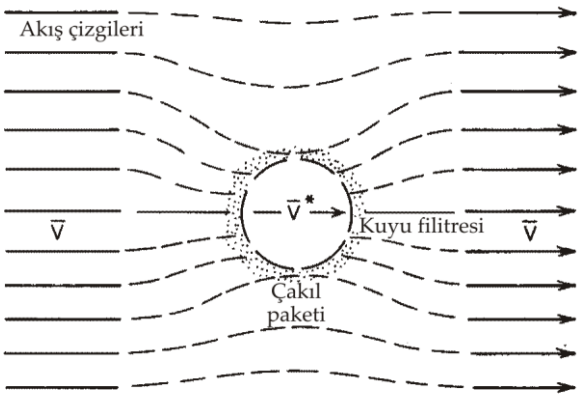


Şekil 9.22 Kuyu seyreltme deneyi. (a) Düzeneğin şematik diyagramı; (b) izleyicinin zamanla seyrelmesi.

Önemli derecede düşey bileşene sahip akışın etkisini hesaba katmak için arazi tekniklerinde ve analitik yöntemlerde her ne kadar düzeltmeler yapılabilse de, kuyu seyreltmesi yöntemi dengeli rejim yatay akış sistemlerindeki hız tanımlamaları için daha kullanışlıdır. Bu temele dayalı olarak ve izole bölümdeki izleyicinin tamamen karıştırılmasının formasyondaki akış şartlarını önemli ölçüde bozmadığı bir ilave şart ile açıklamamıza devam edeceğiz.

Bir sondaj deliği ile kum paketinin yatay akış rejimi üzerindeki etkisi Şekil 9.23'de gösterilmiştir. Formasyonda örselenme alanı dışındaki yeraltı suyunun ortalama doğrusal hızı $\bar{v}$'dır. İzleyicinin reaktif olmadığı ve izole kuyu bölümüne C_o konsantrasyonunda anlık olarak uygulandığı varsayılacaktır. Kuyu filitresinin izole bölümünün merkezindeki düşey enine kesit alanı A ile gösterilir. Bu kuyu bölümünün hacmi W'dir. $t > 0$ zamanında kuyudaki C konsantrasyonu aşağıdaki oranda azalır:

$$\frac{dC}{dt} = -\frac{A \cdot \bar{v}^* \cdot C}{W} \tag{9-25}$$



Şekil 9.23 Akış paterninde kuyu filitresi ve kum veya çakıl paketinin varlığından ileri gelen sapmalar.

İfadenin yeniden düzenlenmesiyle,

$$\frac{dC}{C} = -\frac{A \cdot \bar{v}^* \cdot dt}{W} \tag{9-26}$$

$t = 0$'daki $C = C_o$ başlangıç şartı kullanılarak integral alındığında aşağıdaki form elde edilir:

$$\bar{v}^* = -\frac{W}{A \cdot t} \ln\left(\frac{C}{C_o}\right) \tag{9.27}$$

Böylelikle, kuyu seyreltme deneyleri sırasında elde edilen konsantrasyon–zaman verilerinden $\bar{v}^*$ değerleri hesaplanabilir. Ancak, deneyin amacı $\bar{v}$'ı bulmaktır. Bu işlem,

$$\bar{v} = \bar{v}^* / n\alpha \tag{9-28}$$

ilişkisiyle yapılır. Burada, n: gözeneklilik ve α: kuyu filitresinin geometrisi ile yarıçapına ve filitre etrafındaki kum veya çakıl paketinin hidrolik iletkenliğine bağlı bir düzeltme faktörüdür. Kum veya çakıl akiferlerdeki deneylerde α'nın değeri genellikle 0,5 ile 4 arasındadır (Drost vd., 1968).

Bir kuyu filitresinin değişik bölümlerinde yapılan kuyu seyreltme deneyleri yeraltı suyu hızının en yüksek olduğu kuşakları tayin etmede kullanılabilir. Kirleticiler buralarda sistemin diğer bölümlerine kıyasla çok daha hızlı hareket ettiğinden bu kuşaklar çoğu zaman önemli ilgi alanlarıdır. Bir akifer sisteminde sadece ince bir bölüm olarak bulunabilen yüksek hız kuşaklarının tespitiyle yeraltı suyu kalitesini gözlemede kullanılan ağların daha etkin bir tasarımı yapılabilir.

Kuyu seyreltme yöntemi Halevy vd. (1967) ve Drost vd. (1968) tarafından ayrıntılı olarak tanımlanmıştır. Literatürde tanımlanan çoğu kuyu seyreltme deneylerinde radyoaktif izleyiciler kullanılmıştır. Son zamanlarda geliştirilen ve Cl^- ve F^-'ün çabuk bir şekilde kuyu aşağı yöntemle ölçümünde taşınabilir pH-metrelerle birlikte kullanılan ticarî elektrotlar, kuyu seyreltme deneylerini kolaylıkla bulunabilen bu izleyiciler ile yapmayı daha ekonomik ve geçmiştekilere kıyasla daha da elverişli hale getirmiştir. Bu konuda bir örnek Grisak vd. (1977) tarafından verilmiştir. Daha da basit bir yöntemde izleyici olarak tuz kullanılmakta ve tuz yıkanma şeklinde kuyu filitresinden uzaklaşırken kuyuda elektriksel iletkenlik ölçümü yapılmaktadır. Yeraltı suyu çalışmalarında kullanılan diğer birçok deneyde olduğu gibi, kuyu seyreltme deneyleri basit ve pahalı olmayan cihazlarla veya daha gelişmiş cihazlarla yapılabilir. Bunlardan hangisinin kullanılacağı hidrojeolojik durum, cihazların mevcut olup olmayışı ve arzu edilen deneysel hassasiyet ile tekrarlanabilirlik gibi faktörlere bağlıdır.

Dispersivite

Ölçüm açısından bakıldığında tanımlanması en zor olan çözünen taşınma parametresi dispersivitedir. Boyuna dispersivite sondaj kuyularından veya kazılardan elde edilen silindirik örneklerden laboratuvarda reaktif olmayan izleyicileri geçirmek suretiyle ölçülebilir. Bu deneylerde Şekil 9.1(c)'deki gibi cephe eğrileri ortaya çıkar. Numunenin dispersivitesi deneysel olarak bulunan cephe eğrisi adveksiyon-dispersiyon denklemlerine uyarlanmak suretiyle hesaplanabilir. Cephe eğrisinin adım fonksiyonlu bir izleyici girdisinden oluşan kolon deneyinden belirlenmesi halinde, eğrinin analizinde (9-5) eşitliği kullanılabilir. Kolondaki suyun özgül debisini gözenekliliğe bölmek suretiyle hız elde edilir. Bundan sonra eşitlikte bilinmeyen olarak sadece dispersivite kalır. Çimentolanmamış jeolojik birimlerin örselenmiş veya örselenmemiş örnekleri üzerinde yapılan kolon deneylerinden elde edilen dispersivite

değerleri değişmez bir şekilde 0,01–2 cm aralığındadır. Bu türden 2500 kolon deneyi üzerinde yapılmış çalışmalara dayalı olarak Klotz ve Moser (1974) boyuna dispersivite değerlerinin tane çapı ile tane boyu dağılımına bağlı olduğunu ve tane şekli, pürüzlülük ile köşelilikten bağımsız olduğunu gözlemişlerdir. Kolon deneylerinden belirlenen boyuna dispersivite değerlerinin jeolojik birimlerin *yerinde* dispersivitesini genellikle çok fazla temsil etmediği düşünülmektedir. Dispersivite, kuyu çapındaki numunelerden elde edilen değerlerin genellikle arazi ölçeğindeki problemlerin analiziyle çok az ilişkisi olduğu düşünülen apayrı bir parametredir.

Arazi şartlarındaki boyuna ve enine dispersivitelerin genellikle kuyu örnekleri üzerinde yapılan deneylerde elde edilenlerden büyük olduğu düşünülmektedir. Başka bir deyişle, arazideki dispersiyon neticesinde izleyici veya kirletici yayılması laboratuvarda ölçümle bulunandan daha büyüktür. Bu farklılığın başlıca nedeninin makroskopik akış ölçeğindeki heterojenlik etkisinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Jeolojik birimlerdeki çoğu heterojenlikler kuyu örneğinde rastlanandan daha büyük ölçekte oluştuğundan, küçük numuneler üzerinde yapılan deneylerden tayin edilen dispersivite değerleri ortamın özelliğini temsil edebilir fakat, arazideki dispersivitenin kestirilmesinde boyut olarak yeterli değildir.

Arazi şartları altındaki kirletici göçü çalışmaları dispersivite değerlerinin arazide ölçülmüş olmasını gerektirir. Bu görüş her ne kadar genelde kabul edilse de, arazi dispersivite deneylerinin türleri veya deney analiz yöntemlerinin en uygun olduğu konusunda çok az bir uyuşma söz konusudur. Bu durum, işin aşırı derecede zorluğunun bir sonucundan ziyade, çok az sayıda ayrıntılı arazi dispersivite deneylerinin yapılmış olmasının bir sonucu olabilir. Dispersivitenin arazi ölçeğinde çok fazla önem kazanması daha son zamanlarda olmuştur. Jeolojik birimlerin çok yaygın türleri üzerinde yapılan binlerce hidrolik iletkenlik ve iletimlilik deneylerine kıyasla literatürde bahsedilen arazi dispersivite deney sayısı ellinin altındadır.

Arazi dispersivite deneylerinin belli başlı dört çeşidi vardır: (1) tek kuyulu çekim-enjeksiyon deneyleri, (2) doğal gradyan izleyici deneyleri, (3) iki kuyulu sirkülasyonlu çekim-enjeksiyon deneyleri ve (4) iki kuyulu etki deneyleri. Bu deneylerin her birinde yeraltı suyu sistemine reaktif olmayan bir izleyici uygulanır. Tek kuyulu deneyde kuyuya belirli süreyle izleyici pompalanır ve daha sonra kuyuda pompaj yapılarak konsantrasyon düzeyleri gözlenir. Formasyonun kuyu filitresi civarındaki dispersiyonu konsantrasyon tepki verilerinden hesaplanır (Percious, 1969; Fried vd., 1974). Doğal gradyan deneyinde izleyici sisteme fazla bir örselemeye neden olmadan uygulanır. İzleyicinin göçü daha sonra bir veya iki örnekleme noktasında takip edilir (Fried, 1976). İki kuyulu sirkülasyonlu sistemde izleyici akış rejimine bir kuyudan enjekte edilir. İkinci kuyudan çekilir ve çekme-enjeksiyonlama sistemiyle devamlı olarak sirkülasyonu sağlanır. Çekim kuyusundaki konsantrasyon–zaman ilişkisinden analitik veya sayısal modeller yardımıyla dispersivite hesaplanır (Grove ve Beetem, 1971; Pickens vd., baskıda). İki kuyulu etki deneyinde izleyici, ikinci kuyuda yapılan çekim neticesinde oluşan düşüm konisi içindeki kuyuda uygulanır. Formasyonun iki kuyu arasındaki bölümünün dispersivite değeri pompaj kuyusundan elde edilen

konsantrasyon verilerinden hesaplanır (Zuber, 1974).

Fried (1975) yukarıda belirtilen ilk üç deney türünden elde edilen verilerin analizi için matematiksel temelleri ve deney yöntemlerini vermiştir. Her bir durumdaki dispersivite değeri bir analitik veya sayısal modelin deneysel verilere uyarlanmasıyla elde edilmektedir. Zuber (1974) belirli bir arazi deneyinden elde edilen dispersivite değerinin, bazen önemli derecede olmak üzere, analizde kullanılan matematik modele ve deneyin ölçeğine bağlı olduğunu vurgulamıştır. Akiferler genellikle tabakalanmalı olup, izleyiciler farklı katmanlarda değişik hızlarda hareket ederler. Katmanlar arasında hissedilebilir bir hidrolik iletkenlik farkı olmasa bile, örneklemede kullanılan kuyunun tasarımı konsantrasyon tepki verilerinden hesaplanan dispersivite değerleri üzerinde baskın bir etki oluşturabilir. Kuyu filitre aralıklarının geniş olduğu izleme kuyularında yapılan deneyler kuyu filitresindeki karışımdan dolayı büyük görünür dispersivite değerleri verebilir. Pickens vd. (baskıda) kumlu akiferlerdeki dispersivite deneylerinde kullanmak için elverişli, çok seviyeli bir nokta-örnekleme cihazını tanımlamıştır. Castillo vd. (1972) çatlaklı kayaların dispersif karakterlerinin granüle malzemedekine kıyasla büyük karmaşıklıklar sunabileceğini göstermiştir.

Kimyasal Bölümlenme

Yeraltı suyu ile taşınan reaktif kirleticiler çözelti fazı ile diğer fazlar arasında dağıtılır. Çözünmüş türler ile jeolojik birimler arasındaki reaksiyonlar çözünmüş türün bir kısmının adsorpsiyon veya iyon değişimi neticesinde katılara transfer olmasına neden olabilir. Başlıca kirletici, diğer çözünmüş bileşenler ve jeolojik birimler arasında geçen reaksiyonlar, kimyasal çökelimin bir sonucu olarak, kirletici konsantrasyonun bir kısmının katı formuna dahil olmasına neden olabilir. Boşluk hacminin bir kısmında genellikle devamlı bir şekilde bir gaz fazının olduğu kılcal yükselim zonunun üzerindeki reaksiyonlar kirletici kütlesinin bir kısmının, tıpkı doygun olmayan kuşaktaki azot tüketme sırasında olduğu gibi, çözelti fazından gaz fazına transfer olmasına neden olabilir. Bu süreçlerin her birinde kirletici çözelti ile diğer fazlar arasında bölümlenir. Kirleticinin yeraltı kuşağındaki nihai durumu reaksiyonların geriye dönüşmezlik derecesine bağlı olabilir. Yeraltı suyuyla taşınan bir kirleticinin taşınma hızı ve konsantrasyonunu kestirebilmek için, bölümlenme hızı ve yayılımına dair bilgiye ihtiyaç duyulur.

Genişçe bir konunun bu kısa açıklamasında kirleticilerin sıvı ve katı fazları arasındaki bölümlenmesi üzerinde duracağız. Bu tür bölümlenmenin belirlenmesinde dört temel yaklaşım vardır: (1) başlıca termodinamik olarak türetilmiş sabitler veya denge sistemleri katsayılarına dayalı hesaplama modelleri, (2) çözeltideki kirleticinin belirli jeolojik birimden alınmış numunede kontrollü şartlar altında reaksiyona girmesine izin verilen laboratuvar deneyleri, (3) bölümlenme derecesinin kirletici çözeltilerin yeraltı suyu sisteminin sadece küçük bir parçası içinden geçişi sırasında tayin edildiği arazi deneyleri ve (4) kirlenmenin halihazırda oluştuğu sahalardaki çalışmalar.

Denge termodinamiğine dayalı hesaplama yaklaşımlarının ayrıntıları 3. ve 7. Bölümlerde bulunabilir. Çözeltideki kirletici konsantrasyonunun çökelme-çözünme reaksiyonları ile kontrol edilmesi söz konusu ise ve sistemin sulu ve katı bileşenleri için gerekli termodinamik veriler mevcut ise, çözeltideki kirleticinin belirli şartlar altındaki denge konsantrasyonu hesaplanabilir. Her ne kadar bunun için gerekli teknikler iyi geliştirilmiş olsa da, kimyasal bileşim ile ilgili belirsizlikler ve kontrol edici katı fazların serbest enerjisinden dolayı veya hakim reaksiyonların çok yavaş hızlarından dolayı, çoğu kirletici türünde bu yöntemin sınırlı bir uygulaması söz konusudur. Çoğu durumlarda bahis konusu kirletici türleri kimyasal olarak çok kompleks çözeltiler içinde taşınır. Organik bileşiklerin varlığı kirletici hareketliliğinin, sadece inorganik durumlara dayalı olarak kestirilenden çok daha büyük düzeyde gelişmesine neden olur.

Kirletici bölümlenmesinin derecesi laboratuvarda *kolon deneyleri* ve *grup deneyleriyle* yapılır. Kolon deneylerinde (Şekil 9.1), hazırlanmış çözeltiler veya içine kirletici katılmış doğal sular belirli bir jeolojik malzemeden hazırlanmış silindirik örnekler içinden geçirilir. Akış hızı ve girdi, su kimyası arazi şartlarını temsil edecek şekilde ayarlanırsa ve numunenin silindire konulmadan önceki örselenmesi arazi şartlarından önemli ölçüde sapacak şekilde bir özellik kazanmamışsa, böyle bir deneyden elde edilecek bölümlenme derecesi ve gecikme arazide oluşacak şartların bir işaretini verir. Ancak, kolon deneylerinin tüm bu şartları sağlayacak şekilde yapıldığı durumlar çok enderdir. Bu nedenle, böyle elde edilen sonuçların arazi durumlarına uygulanmasında büyük belirsizlikler vardır. Kolon deneyleri Rovers ve Farquhar (1974) ve Griffin vd. (1976) tarafından düzenli depolama sızıntı suları kullanılarak; Routson ve Serne (1972) tarafından radyonükleidlerin iz konsantrasyonları kullanılarak; Kay ve Elrick (1967) ve Huggenberger vd. (1972) tarafından lindan (bir pestisid türü) kullanılarak; Doner ve McLaren (1976) üre kullanılarak ve diğer birçok araştırmacı tarafından değişik kimyasal bileşenler kullanılarak tanımlanmıştır.

Grup deneylerinde kirlenmiş çözelti ile parçalarına ayrılmış vaziyetteki jeolojik malzeme bir reaksiyon kabında bir araya getirilir. Genelde birkaç saatten günlere kadar değişen bir zaman aralığında kirleticinin çözelti ile jeolojik materyal arasındaki bölümlenme derecesi belirlenir. Bu deneylerden elde edilen bölümlenme verilerinin arazi durumlarının analizinde güvenle kullanılabilmesi için, kolon deneyi veya arazi deney sonuçları ile karşılaştırılması gerekir. Grup deneyleri bazı kirleticiler için adsorpsiyon izotermlerini veya iyon değişim reaksiyonlarında seçicilik katsayılarını tayin etmede standart bir yöntemdir. Numune örselenmesi ve arazi akış şartlarının temsil edilmeyişi, bulunan sonuçların arazi şartlarının analizinde kullanılma geçerliliğini gölgelemektedir. Grup deneylerinde kullanılan numuneler örnek hazırlama ve deneyler sırasında genellikle oksitleyici şartlara (yani havadaki oksijene) maruz kalır. Oksitlenmiş maddelerin adsorplama kapasiteleri indirgenmiş maddelerinkinden çok farklı olabilir, arazi sistemlerindeki kirletici davranışını incelemede deney sonuçları geçersiz olabilir. Kirleticinin bölümlenmesi ve gecikmesini belirlemede doğrudan fakat, çok ender durumlarda elverişli sayılan bir yöntem olan

arazi deneylerinin yapılmasıdır. Belirli bir kimyasal bileşimdeki çözeltinin yeraltı suyunun küçük bir bölümüne enjekte edilmesi ve sonra da davranışının takip edilmesi şartların da elverişli olması halinde, sistemin başka bir yerindeki kirletici davranışının kestirilmesinde bir temel oluşturabilir. Bu tür arazi deneyleri çok zaman alıcı ve pahalı olabilir. Yeterli bilgiyi elde etmek için çok sayıda deney gerekebilir. Bazı durumlarda kirletici davranışı hakkında güvenilebilir bilginin elde edilmesinin gerekliliği bu çabanın haklılığını göstermeye yeterlidir.

Kirleticilerin yeraltı suyunda taşınması sırasında bölümlenme ve gecikmelerine dair bilginin elde edilmesinde diğer bir yaklaşım yeraltı suyu kirlenmesinin halihazırda oluştuğu yerlerde incelemeler yapmaktır. Bu incelemelerden elde edilecek sonuçların o alana özgü olmanın ötesinde bir önem taşıyabilmesi için, kirleticilerin sadece suda ve gözenekli ortamdaki dağılımlarını belirlemekle kalmamalı, bu dağılımı etkileyen faktörler de araştırılmalıdır. Yakın geçmişte literatürde yeraltı kirlenmesini konu edinen çok sayıda ayrıntılı arazi çalışması yayınlanmıştır. Bunlar arasında önemli örnekler McKee vd. (1972), Childs vd. (1974), Suarez (1974), Ku vd. (1978), Goodall ve Quigley (1977) ve Gillham ve Cherry (1978)'dir.

9.5 Kirlenme Kaynakları

Katı Atıkların Yüzeyde Depolanması

Kuzey Amerika'da bir günde kişi başına yaklaşık 3 kg atık üretilmektedir. Kıtanın tamamına yayılmış 20.000'den fazla atık depolama alanında kentlerde ve sanayi tesislerinde üretilen atığın %90'dan fazlası depolanmaktadır. Yen ve Scanlon (1975)'a göre nüfusu 1 milyon olan bir şehirde bir yılda üretilen atık miktarı 80 hektarlık alanda 5 m kalınlığında bir hacime eşittir. Atıkların bir kısmının geri kazanılması bir kısmının da yakılmasından dolayı, depolama sahasına gelen miktarda bir azalım olsa da, depolama sahaları en azından daha birkaç on yıl süreyle atık depolamasında birinci sırada yer almaya devam edecektir.

Atıkların yüzeyde depolanmasının tasarım, inşaat ve işletme açısından değerlendirilmesi Mantell (1975) tarafından yapılmıştır. Buradaki açıklamalarımızda bu tür bilgileri vermekten ziyade *düzenli depolama* sistemlerinde depolanan katı atıkları tanımaya çalışacağız. Düzenli depolama alanlarında katı atıklar sıkıştırılmak suretiyle hacimleri azaltılır ve sonra toprak katmanı ile örtülür. İdeal olarak atıkların üzerinin her günün sonunda örtülmesi gerekirken bu işlem pratikte daha az sıklıkla yapılmaktadır. Sıkıştırılmış atık ve toprak katmanlarının üst üste gelmesinden oluşan atık sahası zemin yüzeyinde veya kazı yapılmak suretiyle inşa edilebilir. Kuzey Amerika'da kentsel atıkların depolandığı çoğu eski sahalar açık depolama sahaları olup, işletmeleri de kötüdür. Yeni sahalar genellikle daha iyi şekilde inşa edilmiş olup, işletmeleri de daha iyidir. Yüzeyde depolama yöntemi en hesaplı atık işletmeciliği olduğundan, tehlikeli olarak değerlendirilen endüstriyel atıkların %90'ının bu şekilde depolandığı tahmin edilmektedir.

Burada amacımız atık depolamanın yeraltı suyu ortamı üzerindeki bazı etkilerini incelemektir. Kurak alanlar hariç, düzenli depolama alanlarında ve gelişigüzel depolama alanlarında gömülen atıklar yağmur veya kar suyunun süzülmesi sırasında yıkanma etkisine maruz kalır. Bu süreç sonunda ortaya çıkan sıvıya *sızıntı suyu* denir. Tablo 9.4'de sızıntı sularının çok sayıda inorganik kirletici içerdiği ve toplam çözünmüş maddenin çok yüksek olabileceği işaret edilmektedir. Sızıntı Suyu içerisinde çok sayıda organik kirletici de bulunur. Meselâ, Robertson vd. (1974) Oklahoma'daki bir kumlu akiferde sızıntı suyundan kirlenmiş yeraltı suyunda 40'dan fazla organik bileşik teşhis etmişlerdir. Bu araştırmacılar, bu bileşiklerin çoğunun plastiklerin ve atıklar içindeki diğer mamul maddelerin yıkanmasıyla oluştuğu sonucuna varmışlardır. Atık depolama sahalarından çıkan sızıntı sularının katılardan türeyen kirleticiler içermesinin yanında, çoğu sızıntı suları depolama alanına atılan sıvı endüstriyel atıklardan kaynaklanan toksik bileşenler içerebilir.

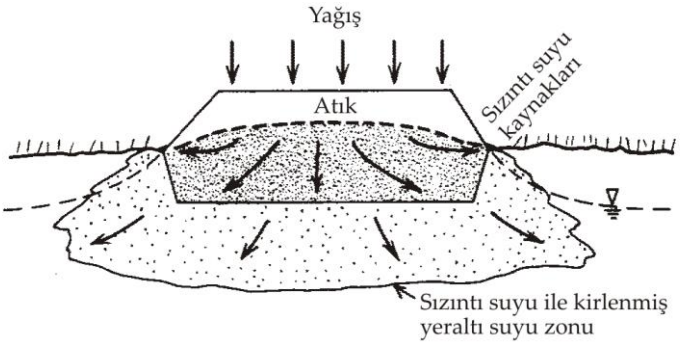
Tablo 9.4 Düzenli depolama alanlarından sızan sudaki değişik inorganik bileşenlerin temsilci değerleri.

Parametre	Temsilci değer (mg/*l*)
K^+	200–1000
Na^+	200–1200
Ca^{+2}	100–3000
Mg^{+2}	100–1500
Cl^-	300–3000
SO_4^{-2}	10–1000
Alkalinite	500–10.000
Fe (toplam)	1–1000
Mn	0,01–100
Cu	<10
Ni	0,01–1
Zn	0,1–100
Pb	<5
Hg	<0,2
NO_3^-	0,1–10
NH_4^+	10–1000
PO_4 formunda P	1–100
Organik nitrojen	10–1000
Toplam çözünmüş organik karbon	200–30.000
COD (kimyasal oksijen ihtiyacı)	1000–90.000
Toplam çözünmüş katılar	5000–40.000
pH	4–8

Kaynak: Griffin vd., 1976; Leckie vd., 1975.

Depolama sahalarının yeraltı suyu kalitesi üzerine etkisi konusundaki ilgi son zamanlarda artmıştır. Garland ve Mosher (1975) yeraltı suyu kirlenmesinin depolama alanlarından kaynaklandığı birkaç örnek vermiştir. Bir kentin içme suyunu temin eden büyük bir akiferde sızıntı suyu göçü ile meydana gelen önemli bir kirlenme olayı Apgar ve Satherthwaite (1975) tarafından tanımlanmıştır. Bu problemin giderilmesinin milyonlarca dolara mal olacağı tahmin edilmektedir.

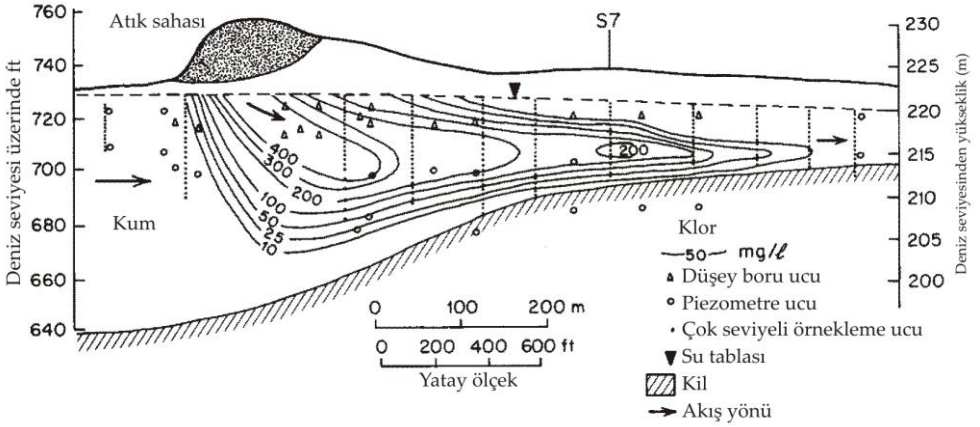
Kuzey Amerika ve Avrupa'da yapılan çok sayıdaki inceleme, kurak olmayan bölgelerde atıklardan suyun süzülmesiyle depolama alanının içinde veya altında bir su tablası tümseği oluştuğunu göstermiştir. Buradaki tümsek oluşum süreci Altbölüm 8.11'de tanımlanana benzemektedir. Su tablasında oluşan bu tümsek, sızıntı suyunun Şekil 9.24'de görüldüğü gibi, depolama alanından aşağı ve dışarı doğru akmasına neden olur. Sızıntı suyunun aşağı doğru akışı yeraltı suyu kaynaklarını tehdit edebilir. Dışarı doğru akış genellikle depolama alanının etrafında sızıntı suyu kaynaklarının oluşmasına veya nehir ya da diğer yüzey sularına sızmasına yol açar. Sızıntı suyunun göç yolları, tüketilebilir su içeren akifere doğru değil ise; sızıntı suyunun aşağı doğru hareketi yeraltı suyu kaynakları için bir tehdit olmaz.



Şekil 9.24 Bir atık depolama sahasının altında, sızıntı suyu oluşumuna ve kirleticilerin yeraltı suyu kuşağında derinlere göç etmesine neden olan tümseğin oluşumu.

Depolama alanlarının kum, çakıl veya çatlaklı kaya gibi nispeten geçirgen malzemeler üzerinde bulunduğu yerlerde sızıntı suyu göçü ile oluşan kirlenme alanı depolama alanının işgal ettiği alandan defalarca daha büyük olabilir. Böyle bir durum Şekil 9.25'de görülmektedir. Orta derecede geçirgen buzul-delta oluşukları üzerindeki bu depolama alanında sızıntı suyu ile kirlenmiş suyun Şekil 9.25'de Cl^- dağılımı ile temsil edilen büyük bir napı akifer içinde derine nüfuz etmiş ve yeraltı suyu akış yolu boyunca yanal olarak birkaç yüz metre hareket etmiştir. Bu kirlenme 35 yıllık bir süre içerisinde gelişmiştir. Depolama alanında süzülen su daha nice onyıllar boyunca sızıntı suyu üretmeye devam edecektir. Kumda yeraltı suyu ile taşınma, kirlenme kuşağının fazlaca genişlemesine neden olacaktır. Ancak, bu özel durumda akiferin içme suyu amaçlı kullanımı söz konusu değildir. Yayılan kirlenme napı bu nedenle önemli bir

problem olarak düşünülmemektedir. Kimmel ve Braids (1974) Long Island, N.Y.'da kum ve çakıl üzerindeki bir depolama alanında uzunluğu 3000 m'den fazla ve derinliği de 50 m'nin üzerinde bir kirlenme napının varlığını ortaya koymuşlardır. Bu iki örnek ve literatürde not edilen diğer pekçoğu, sızıntı suyunun aktif yeraltı suyu akış rejimlerine girmesi halinde kirlenmenin yeraltında çok geniş alanlara yayılabileceğine işaret etmektedir. Fiziksel ve kimyasal süreçler bazen kirlenme napı içinde toksik madde konsantrasyonlarının mesafeye bağlı azalımını (atenasyonunu) sağlayabilecek yetenekte olmamaktadır.

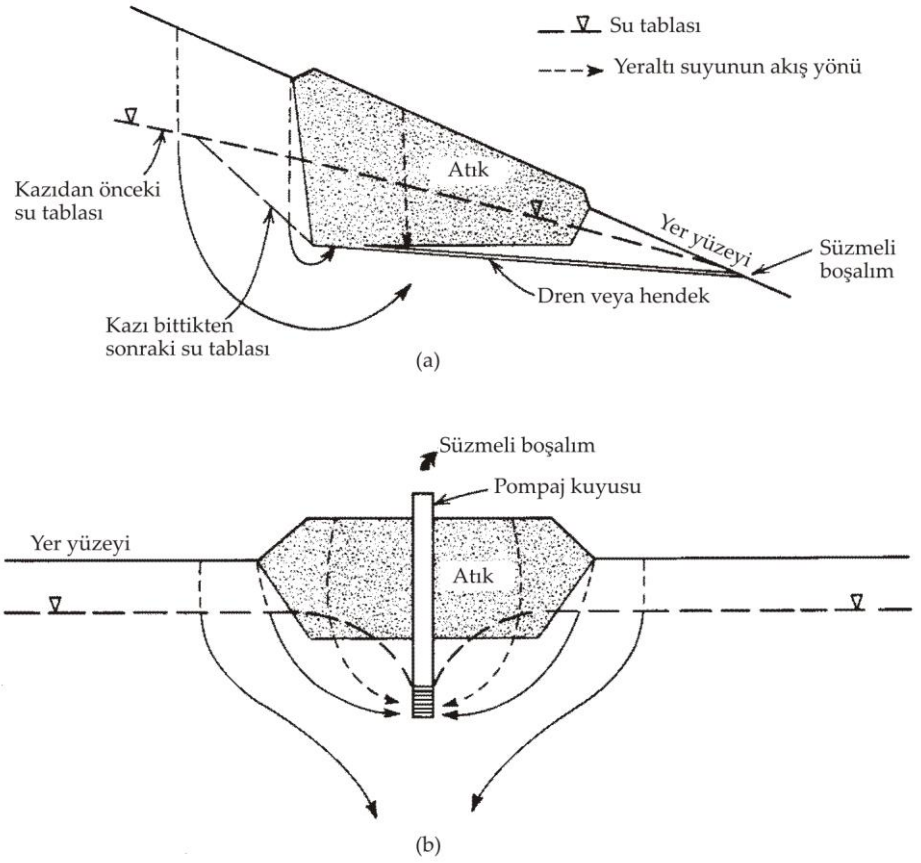


Şekil 9.25 Bir düzenli depolama sahasının altındaki kumlu akiferde kirlenme napı; kirlenmiş zon yeraltı suyundaki Cl^- konturlarıyla temsil edilmiştir.

Depolama alanlarının elverişli hidrojeolojik şartlarda inşa edilmesi halinde, yeraltı ve yüzey suyu kirlenmesinin önüne geçilebilir. Ancak, ideal hidrojeolojik şartlara sahip sahaların seçilmesi genelde mümkün olamamaktadır. Çoğu bölgelerde bu şartlara sahip arazi ya makul bir taşıma mesafesi içinde değildir veya kamu tarafından kabul edilebilecek bir alanda değildir. Bu ve diğer nedenlerden dolayı çoğu depolama alanları en azından birtakım elverişsiz hidrojeolojik özellikteki araziler üzerinde kurulmaktadır.

Kurak olmayan bölgelerdeki depolama alanlarının kuruluşlarından itibaren ilk birkaç on yıl içinde sızıntı suyu ürettikleri artık iyice biliniyorsa da, çok daha geniş zaman aralığındaki sızıntı suyu üretme yeteneği hakkında çok fazla bir bilgi mevcut değildir. Bazı durumlarda sızıntı suyu üretimi onlarca; hatta yüzlerce yıl devam edebilir. Meselâ, Roma İmparatorluğu döneminden kalma bazı atık depolama sahalarının halen sızıntı suyu ürettikleri gözlenmiştir. Birçok araştırmacı, içinde bulunduğumuz zamanda su tüketiminde kullanılan çok az sayıdaki akiferde sızıntı suyu kirlenmesi olduğu sonucuna varmıştır. Bundan yıllar sonra buna benzer sonuçlar çıkarmanın mümkün olup olmayacağı üzerinde durulması gereken bir konudur.

Farvolden ve Hughes (1976), sahanın uygun bir şekilde tasarlanıp işletildiği sürece yeraltı suyu kirlenme tehlikesi olmaksızın katı atıkların hemen her yere gömülebileceği sonucuna varmıştır. Hidrojeolojik ortamı tanımlamak için bir deney programı şarttır. Bu araştırmacılar, kontrol edilemeyen sızıntı suyunun kabul edilemez olduğu durumlar için sızıntı suyunun toplanıp sıvı atık gibi muamele edilmesi gerektiğini belirtmişlerdir. Depolama alanından hiçbir surette sızıntı suyu olmadığını garantilemenin bir uygun yolu, belki de bir pompaj ile alana doğru bir gradyan oluşturmaktır. Bugün için, kontrol mekanizması olarak depolama sahaları tabanlarında astar kullanımı düşünülmektedir fakat, bu konuda henüz uygulamaya geçilememiştir. Drenajlar veya kuyular vasıtasıyla sızıntı suyu göçünü kontrol etme örnekleri Şekil 9.26'da görülmektedir. Bu tür kontrol yöntemleri toplanan sızıntı suyunun arıtılmasını veya başka uygun bir yöntemle bertaraf edilmesini gerektirir.



Şekil 9.26 Bir düzenli depolama sahasındaki sızıntı suyunun (a) dren veya hendek ile ve (b) pompaj kuyusu ile kontrolü (Hughes vd., 1971'den).

Sızıntı suyu üretimine ek olarak, suyun atık içine süzülmesi sırasında organik madde biyokimyasal olarak ayrışırken gazların oluşumuna neden olur. Genellikle gözlenen gazlar CO_2, CH_4, H_2S, H_2 ve N_2'dir. Bu gazlar arasında CO_2 ve CH_4 hemen her zaman en bol bulunanlardır. CH_4 (metan) suda çözünürlüğü düşük, kokusuz bir gaz olup, yeraltı suyu kalitesi üzerindeki etkisi genellikle küçüktür. Ancak, su tablası üzerindeki gazlı zonda oluştuğundan dolayı, depolama alanlarının çevresel etkileri açısından çok önemli olabilir. Atık içindeki havada CH_4'ün patlayıcı düzeylere ulaşması normaldir. Tehlikeli düzeydeki CH_4 bazı durumlarda depolama alanından gaz difüzyonu yoluyla doygun olmayan kuşaktan komşu araziye göç edebilir. Kentsel alanlarda depolama alanından patlayabilir düzeydeki CH_4'ün zemin vasıtasıyla konutlara göç ettiği durumlar olmuştur. Son zamanlarda depolama alanları içinde gaz bacalarının yerleştirilmesiyle su tablası üzerinde metan birikiminin engellenmesi yaygın bir uygulama şekli olmuştur.

Metan patlama potansiyelinin neden olduğu tehlikelere ek olarak, depolama alanından gaz göçü bitkiler için çok zararlı olabilir ve ayrıca koku problemlerine neden olur. Depolama alanlarından gaz göçüne dair arazi örnekleri Flower (1976) tarafından tanımlanmıştır. Mohsen (1975) depolama alanı kaynaklarından yeraltındaki gaz göçünün teorik analizini vermiştir. Depolama alanlarında gaz üretimini etkileyen değişik faktörlerin etkileşimleri Farquhar ve Rovers (1973) tarafından tanımlanmıştır.

Kanalizasyon Atıklarının Yüzeyde Depolanması

Kanalizasyon atıkları yüzeyde veya yeraltında değişik şekillerde depolanmaktadır. Kırsal kesimde, dinlenme sahalarında ve banliyö alanlarında foseptik tanklarının ve drenajların geniş şekilde kullanımı, filitrelenmiş kanalizasyon sıvısını doğrudan toprağa vermektedir. Toprağa verilen atık suların en büyük kaynağı foseptik tankları ve lağım çukurları olup, A.B.D.'nde kaydedilen yeraltı suyu kirlenmesi en çok bunlardan kaynaklanmaktadır (U.S. Environmental Protection Agency, 1977). A.B.D. nüfusunun %29'u evsel atıklarını konutsal atık sistemlerine boşaltmaktadır. Sanayileşmiş ülkelerde kentsel kanalizasyon atıkları giderek artan bir şekilde birincil ve ikincil kanalizasyon arıtma tesislerinde arıtılmaktadır. Bu şekilde yüzey suları kirlenmesi azaltılmış olsa da, geriye önemli miktarda *kanalizasyon tortusu* adı verilen katı malzeme kalmış olur. Çok sayıda potansiyel kirletici içeren bu tortu çoğu sahalarda tarım veya orman arazisine saçılmaktadır. Arıtılmamış veya kısmen muamele edilmiş sıvı kanalizasyon atıkları bazı bölgelerde zemin yüzeyine serpilmektedir. Sıvı kanalizasyon atıklarının ve kanalizasyon tortusunun zemin yüzeyinde dağıtılması toprağa azot ve fosfor gibi besinler ile ağır metalleri verir. Bu da çayırların, ağaçların ve tarımsal bitkilerin büyümesini teşvik eder. Verimli olmayan arazi bu uygulama ile verimli hale dönüşebilir. Kanalizasyon atıklarının bu tür bertarafının potansiyel olumsuz etkilerinden biri, yeraltı suyu kalitesindeki kötüleşmedir.

Birincil ve ikincil arıtılmış kanalizasyon atığı Avrupa ve Kuzey Amerika'nın giderek artan sayıdaki alanlarında ağaçlık ve ekili araziye saçılmaktadır. Sözgelimi,

Michigan'ın Muskegon ilçesinde günde 130 milyon litreden daha fazla kanalizasyon sıvısı arazi yüzeyine serpilmektedir (Bauer, 1974). Berlin, Paris, Milano, Melbourne, Fresno gibi şehirlerde ve diğer birçok şehirde kanalizasyon atıkları on yıllardır ekin sulamasında kullanılmaktadır. Kanalizasyon sıvısındaki besinlerin değerli olmasının yanında, birçok bölgede suyun kendisi değerli bir kaynaktır. İleri derecede arıtılmış kanalizasyon sıvısı bazı durumlarda belediye içme suyunu sağlayan akiferlere yapay beslenme kaynağı olarak kullanılmaktadır. Arıtılmış kanalizasyon sıvısının kıyı akiferlerine enjeksiyonu tuzlu su girişimini kontrol etmede işe yaramaktadır. Kanalizasyon atıklarındaki sıvı ve katı bileşenlerin zemin yüzeyine veya yeraltı kuşaklarına ulaştığı çok sayıda mekanizma göz önüne alındığında, uzun vadeli kanalizasyon atıkları işletme sistemi genel planlamasını yaparken hidrojeolojik şartları ve yeraltı su kaynaklarının kalitesini dikkate almak son derece makuldur. Bu tür bir kitapta, halen kullanımdaki toprağa yayma veya kanalizasyon atığı bertarafı seçeneklerinin her biri için önemli olan hidrojeolojik ve jeokimyasal faktörleri özel olarak incelemek amacın dışındadır. Ancak, diğer konulara geçmeden önce, şimdiye kadar yapılmış olan çalışmalardan önemlilerine bir göz atacağız. Bu alandaki literatürde daha ayrıntılı bir çalışma için okuyucunun U.S. Environmental Protection Agency (1974a)'ye başvurması önerilir.

1950'lerde ve 1960'ların başlarında foseptik sistemleri yoluyla kanalizasyon atıklarının toprağa verilmesinin en önemli sonuçlarından birinin, yeraltı suyunun çamaşır deterjanının majör bileşeni olan alkil benzen sülfonat (ABS) ile kirlenmesi olduğu gözlenmiştir. ABS biyolojik olarak çok zor çürüyen bir madde olup, suda anyon formunda bulunur. 1960'larda kum ve çakıl akiferlerinin sığ kirlenmesi rapor edilmiştir. Problem, foseptik sistemlerinin çok sayıda sığ içme suyu kuyusunun bulunduğu serbest akifere drene olduğu yerlerde had safhaya ulaşmıştır. Long Island ve Güney California'da bu tür problemlere dair durum analizleri Perlmutter vd. (1964) ve Klein (1964) tarafından tanımlanmıştır.

Deterjan endüstrisi 1960'ların ortasında ABS'yi doğrusal alkil sülfonat (LAS) ile değiştirmiştir. LAS aerobik ortamlarda biyolojik olarak kolaylıkla çürüyebilen bir bileşiktir. LAS'ın geniş bir şekilde kullanılmaya başladığından beri kuyuların ABS ve LAS ile kirlendiği durumlara çok ender rastlanmaktadır. Bu durum, çoğu foseptik sistemlerinin, biyolojik çürüme etkisinin muhtemelen minimum olduğu anaerobik yeraltı suyu ortamlarına drene edildiği göz önüne alındığında biraz şaşırtıcıdır. LAS, adsorpsiyonun bir sonucu olarak önemli bir gecikmeye maruz kalabilir. Foseptik sistemlerden çıkan sıvılarda çok sayıda başka kirletici de vardır. Yeraltı suyundaki bu kirleticiler arasında en sık olarak rapor edileni nitrattır. Altbölüm 9.3'te işaret edildiği gibi, yeraltı suyu sistemi anaerobik olsa bile nitrat genellikle biyokimyasal olarak N_2'ye tamamen indirgenmemektedir. Foseptik sistemlerden çıkıp yeraltı suyuna karışan nitrat yeraltı suyu akış yolları boyunca taşınır. Foseptik sistemlerindeki boşalımın bir sonucu olarak yeraltı suyundaki nitrat ve diğer kirleticilerin göçünün ayrıntılı bir durum analizi Childs vd. (1974) tarafından sunulmuştur.

Bazı alanlarda foseptik sistemlerinden kirletici göçü konusunda temel ilgi odağı yeraltı suyu kalitesinden çok yüzey suyu kalitesidir. Bu durum özellikle rekreasyon göl

alanlarında yazlık ve turistik tesislerin kullandığı göl yakınındaki foseptik sistemlerinde söz konusudur. Yeraltı suyu kuşağı yoluyla azot ve fosforun göllere taşınması, gölde su bulanıklığı ve artan yosun şeklinde kendini belli eden ötrifikasyona neden olur. Rekreasyonel göl ortamlarındaki hidrojeolojik incelemelerin bazı örnekleri Dudley ve Stephenson (1973) ve Lee (1976) tarafından tanımlanmıştır.

Arıtılmış veya arıtılmamış kanalizasyon atığının yüzeyde veya yeraltında depolanmasında bir başka ilgi patojenik bakteri ve virüslerin yeraltı suyu akış sistemlerinde ne kadar hızlı ve ne kadar uzağa hareket edebileceği sorusu etrafında yoğunlaşmaktadır. Bu problem, kirlenmiş nehirler yakınında açılan kuyulardan çekilen belediye içme sularının geliştirilmesinde de çok önemlidir. Bakterilerin toprakta veya granüle jeolojik malzemedeki hareketini inceleyen çok sayıda çalışma vardır. Bakteriler gözenekli ortamda akan suyla taşınırken süzülür (filitrelenir), ölür ve adsorplanır. Bakteri cephesinin göçü akan suyun hızına göre büyük ölçüde geciktirilir. Bakteriler her ne kadar adsorbe durumda veya gözenekli ortamın bir kısmını tıkayan kümeler halinde yaşayabilirse de, yaşam süreleri yeraltı suyu akış hızına göre çok kısadır. Orta boydaki kumda veya daha ince malzemede patojenik ve koliform organizmaları zemine genellikle birkaç metreden daha fazla nüfuz edemezler (Krone vd., 1958). Ancak, arazi çalışmaları kum ve çakılın heterojen akiferlerinde kanalizasyon atıklarından türeme bakterilerin yeraltı suyu akış yollarında onlarca veya yüzlerce metre taşınabildiğini ortaya koymuştur (Krone vd., 1957; Wesner ve Baier, 1970).

Virüsler, yüzey yükü olan çok küçük organik partiküllerdir (çapları 0,07–0,7 μm). Laboratuvar çalışmalarında virüslerin granüle jeolojik birimlerde nispeten hareketsiz olduğuna işaret eden bir hayli kanıt bulunmaktadır (Drewry ve Eliassen, 1968; Robeck, 1969; Gerba vd., 1975; Lance vd., 1977). Adsorpsiyon ileri derecede geçirgen granüle çökellerdeki filitrelemeden daha önemli bir gecikme mekanizmasıdır. Yeraltı suyu sistemlerindeki virüslerin teşhisi ve örneklenmesi ile ilgili problemler virüslerin arazi şartları altındaki davranışını anlamayı güçleştirmektedir. Örnekleme teknolojisindeki gelişmeler (Wallis vd., 1972; Sweet ve Ellender, 1972) kanalizasyon sıvısı ile beslenen akiferlerdeki virüs davranışının anlaşılmasına önemli ölçüde yardımcı olabilir.

Her ne kadar kanalizasyon atıklarındaki bakteri ve virüslerin granüle jeolojik birim içinde yeraltı suyunda taşınması sırasındaki nüfuz mesafesinin küçük olduğunu işaret eden önemli miktarda delil olsa da, çatlaklı kayadaki taşınma için benzeri bir genelleştirme yapılamamaktadır. Bu mikroorganizmaların su tablası altında günlerce, hatta aylarca yaşayabildiği bilinmektedir. Bu süre, yeraltı suyu hızının yüksek olduğu çatlaklı kayalarda taşınma mesafesinin kilometrelere ulaşması için yeterlidir. İnsanlar kanalizasyon sıvı ve tortularının toprağa uygulanması şeklindeki bertarafına daha çok önem verirken, yeraltı suyu kirlenmesi ile ilgili en önemli endişe belki de çözünmüş organik maddenin hareketliliği olacaktır. Kanalizasyon sıvısı, zehirlilik ve hareketlilik derecesi hakkında çok fazla şey bilinmeyen yüzlerce çözünmüş organik madde içerir. Bu bileşenlerden bazıları yeraltı suyunun kalitesinin bozulması açısından nitrat, iz metaller, bakteri ve virüslerden daha önemli olabilir.

Tarımsal Faaliyetler

Yeraltı suyu kalitesini etkileyen beşerî faaliyetler arasında belki de en önemlisi tarımdır. Yeraltı suyu kalitesinin bozulmasına neden olan önemli tarımsal faaliyetler, gübre ve böcek ilaçlarının kullanımı ile büyükbaş, küçükbaş ve kümes hayvanlarının yüzeyde depolanan atıklarıdır. En geniş etki gübre kullanımından ileri gelmektedir. Sanayileşmiş ülkelerde çoğu gübreler kimyasal olarak üretilmektedir. Bu tür gübreler inorganik gübrelerdir. Daha az gelişmiş ülkelerde hayvan ve insan atıkları organik gübre olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır.

Gübreler azot (N), fosfor (P) ve potasyum (K) içeriklerine göre sınıflandırılmaktadır. Bunlar, ekinlerin büyümesi için gerekli üç temel besin türüdür. Gübrelerin yıllık kullanım miktarları bir bölgeden diğerine ve bir bitki türünden ötekine önemli ölçüde değişir. Azot kullanımı (N ile ifade edilir) genelde 100 ile 500 kg/ha·yıl arasında değişir. Gübreler her yıl kullanılmak durumunda olduğundan, birçok bölgede N, P veya K'un süzülme suyu ile aşağıdaki su tablasına doğru taşınarak yeraltı suyu kuşağında göç edebileceği düşünülür. Altbölüm 9.3'de açıklanan nedenlerden dolayı, NO_3^- formundaki azot yeraltı akış sistemlerinde fosforun çözünmüş türlerinden genelde çok daha hareketlidir. Katyon değişimi K^+'un çatlaksız çoğu jeolojik birimlerde hareketliliğinin düşük olmasına neden olur.

Gübredeki üç temel besin arasında tarımsal arazilerin altında en çok yeraltı suyu kirlenmesine neden olanı NO_3^- formundaki N'dur. İsrail (Saliternik, 1972), İngiltere (Foster ve Crease, 1972), Almanya (Groba ve Hahn, 1972), California (Calif. Bureau Sanitary Eng., 1963; Nightingale, 1970; Ayers ve Branson, 1973), Nebraska (Spalding vd., 1978), güney Ontario ve güney Alberta dahil olmak üzere, dünyanın pekçok yerinde geniş alanlarda yüksek NO_3^- konsantrasyonları tespit edilmiştir. Bu alanlardaki çok sayıda kuyuda NO_3^- konsantrasyonları içme suyu standartlarındaki tavsiye edilen sınırın üzerindedir. NO_3^- kirliliğinin alansal olarak geniş olduğu bölgelerde azotun birincil kaynağı, besleme noktalarındaki hayvan atıkları veya lagün ya da foseptik sızmalardan ziyade gübre kullanımıdır. Nitrat ana çözünmüş azot bileşeni olup, amonyum ve organik azot çok daha düşük konsantrasyon düzeylerinde bulunur. NO_3^- ile kirletilen çoğu akiferde konsantrasyonlar içme suyu için tavsiye edilen değerin altında olsa da, NO_3^-'daki tedrici artışların gözlenmiş olması endişe vericidir. İnorganik gübreler II. Dünya Savaşı'ndan sonra yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. Tarımsal uygulamadaki bu değişimin sonucunda yeraltı suyu kalitesi üzerindeki majör etki muhtemelen tam olarak anlaşılamamıştır. Su tablasından yaklaşık 10-100 m'den daha derin kesimlerde nitrat kirlenmesi çok enderdir. Ancak, aşağı doğru akış bileşeninin önemli olduğu yerlerde NO_3^- kirlenmesi zamanla daha derinlere ulaşabilir. Meselâ, California'daki derin kuyularda yüzeyden 240-400 m derinlik arasında 1950 yılındaki NO_3^- konsantrasyonu 1 mg/*l*'den 1962 yılında 10-17 mg/*l*'ye çıkmıştır (Broadbent, 1971). Akiferlerde uzun vadede NO_3^- artışını kestirmede en büyük belirsizlik, suyun bölgesel akış yollarında hareketi esnasında gelişen azot tüketiminden ileri gelmektedir.

İngiltere'de bölgesel bir karbonat kayası akiferinde geniş bir NO_3^- kirlenmesi söz konusudur. NO_3^-'ın bu akiferde oluşumu ve hareketinin analizi, NO_3^-'ın çatlaklar ağı ve erime kanallarında hareket eden yeraltı suyundaki taşınmasından dolayı karmaşık bir hal almaktadır. Aynı zamanda NO_3^-'ün bir kısmı da aktif akış rejiminden kireçtaşının gözenekli matriksine difüzyon yoluyla kaçmaktadır (Young vd., 1977). Gelecekte akış ağındaki NO_3^- konsantrasyonunun azalması halinde NO_3^- matriksden tekrar akış rejimine karışacaktır.

Yeraltı suyundaki geniş ve sığ NO_3^- kirlenmesi genellikle gübrenin yıkanmasına atfedilse de, güney Alberta (Grisak, 1975), güney Saskatchewan, Montana (Custer, 1976) ve Texas'ın (Kreitler ve Jones, 1975) geniş alanlarında sığ yeraltı suyundaki NO_3^- gübre kullanımından kaynaklanmamaktadır. Bu alanlardaki NO_3^-'ın çoğu topraktaki doğal organik azotun oksitlenmesi ve yıkanmasından türemiş olabileceği düşünülmektedir. Zeminde oksijen miktarındaki bolluk ve daha derine nüfuz etme toprağın ekilmesinden ileri gelmektedir. Bazı alanlarda göçmenlerin arazi üzerinde hareketi sırasında çimlerin başlangıçta tersyüz edilmesi muhtemelen majör bir faktör olmuştur. Diğer alanlarda modern zaman çiftçiliğinde toprağın daha da derin sürülmesi majör bir etki olmuştur.

Birçok tarımsal alandaki sığ yeraltı suyu büyükbaş, küçükbaş ve kümes hayvanlarının atıklarından yıkanma ile türeyen NO_3^-'dan lokal olarak kirlenmiştir. Bu atıklardaki organik azotun NO_3^-'a dönüşümü biyokimyasal süreçlerle olur. Çiftlik gübresi yığını, kümes atığı havuzu ve besleme noktaları gibi çok dar alanlardan yeraltı suyuna NO_3^- karışmaktadır fakat, bu kirlenme kaynaklarının altında akifer yoksa, kirlenme çok ender durumlarda önemli olmaktadır. Hayvan atıklarından yeraltı suyu kirlenmesinin meydana geldiği özel durumlar Hedlin (1972) ve Gillham ve Webber (1969) tarafından rapor edilmiştir. Tarımsal alanlarda sığ kuyuların NO_3^- ve diğer bileşenler tarafından kirletilmesi genellikle hatalı kuyu inşasından ileri gelmektedir. Kuyuların filitreden yukarı kısmının çimento veya kil ile uygun bir şekilde izole edilmediği durumlarda kirlenmiş sular kuyu filitresi yakınındaki akifere kolaylıkla girebilir.

II. Dünya Savaşı'ndan bu tarafa kimyasal gübrelerin geniş kullanımına paralel olarak organik böcek ve bitki ilaçlarının (pestisid ve herbisidlerin) kullanımı ve çeşidinde de artış olmuştur. Fuhriman ve Barton (1971) güneybatı A.B.D.'nde bir yeraltı suyu kirlenmesi raporunda pestisid kirlenmesinin önemli bir potansiyel tehlike olarak algılanması gerektiği sonucuna varmışlardır. Ancak, yeraltı suyunda önemli bir pestisid kirlenmesini işaret eden doğrudan bir kanıt elde edememişlerdir. A.B.D.'nde yeraltı suyu kirlenmesinin durumunu değerlendiren bir çalışmada Kaufman (1974) bu sonucun bugünün durumunu karakterize ettiğini; fakat problemin henüz tam olarak anlaşılamadığını belirtmiştir. Croll (1972), literatür değerlendirmesine ve Kent'teki (İngiltere) arazi çalışmalarına dayalı olarak benzeri bir sonuca varmıştır. Laboratuvar deneylerinden, sudaki çözünürlüğü vasat olan pekçok pestisid ve herbisidin özellikle temiz kum ve çakıllarda olmak üzere jeolojik birimlerin bazılarında önemli

hareketliliğe sahip olduğu bilinmektedir (Burns ve Mclaren, 1975; Adams, 1973). Tarımda kullanılan bu kimyasalların sonuçta bazı akiferlerin kısmen kirlenmesine neden olacağı ortadadır. Davidson vd. (1976) pestisid endüstrisindeki büyük gelişmeden dolayı, atık pestisid maddeleri ile tamamen veya kısmen boş pestisid varillerinin bertarafı ile ilgili problemlerin had safhaya ulaştığını belirtmiştir. Yeraltı suyundaki yüksek pestisid konsantrasyonları düşük konsantrasyonlardakinden daha büyük hareketliliğe neden olabilir. Yüksek konsantrasyonlarda değişim alanlarının pestiside doyması daha kolay olur veya ortamın biyolojik çürütme kapasitesi aşılabilir.

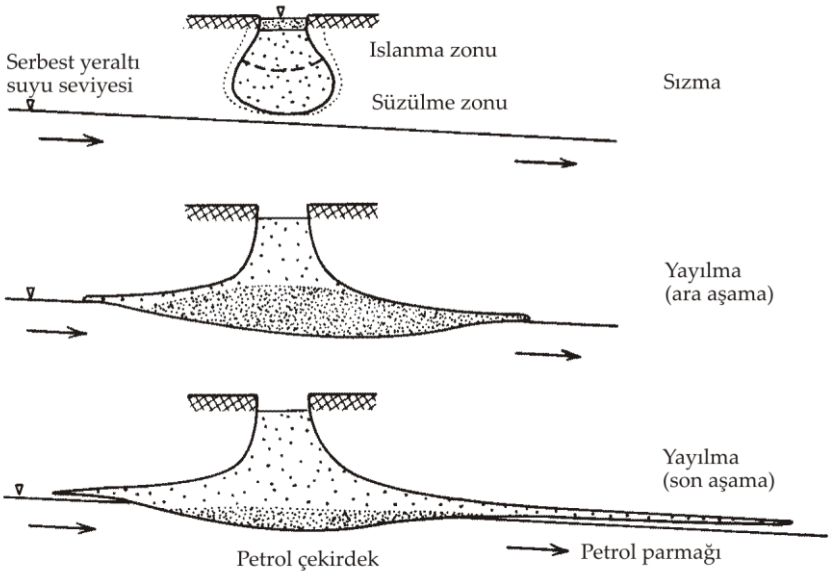
Petrol Dökülme ve Sızmaları

Sanayileşmiş ülkelerdeki benzin istasyonlarında yeraltında gömülü vaziyette çelikten yapılmış yüzbinlerce benzin depolama tankı bulunmaktadır. Uzunluğu binlerce kilometreyi bulan yeraltı boru hatları ile kıtalar arasında petrol ürünleri taşınmaktadır. Petrol tankerleri devamlı olarak yollarda hareket halindedir. Bu nedenle, bu kaynaklardan dökülme ve sızmaların yeraltı suyu kalitesini giderek artan bir şekilde tehdit etmesi olağandır. Benzin istasyonlarında çelik tankların çoğu II. Dünya Savaşı'ndan beri zemine gömülmektedir. Çoğu ülkelerdeki depolama tankı testleri ve yerleştirilmesi ile ilgili katı yaptırımlar tam anlamıyla uygulanmadığından, özellikle su tablasının sığ olduğu ve süzülmenin de sıkça meydana geldiği bölgelerde eski tanklardan kaynaklanan sızma problemleri yaygındır.

Tanklardan ve boru hatlarından petrol ürünlerinin sızmasıyla veya dökülmelerle oluşan yeraltı suyu kirlenmesi bu bölümün diğer yerlerinde tanımlananlardan çok farklı türde bir problemdir. Aradaki temel fark, petrolün ve onun mamulü olan benzinin yoğunluğunun hafif olması ve suyla *karışmamasıdır*. Bunun bir sonucu olarak da, sızma veya dökülme neticesinde petrolün göçünün neredeyse tamamı doygun olmayan kuşakta gerçekleşmektedir. Doygun olmayan kuşakta petrol hareketi süreçleri Schwille (1967), van Dam (1967) ve Dietz (1971) tarafından tanımlanmıştır. Aşağıdaki açıklamalar başlıca bu kaynaklara dayanmaktadır.

Şekil 9.27'de petrol zemine sızdığında meydana gelen yeraltı göçünün belli başlı aşamaları görülmektedir. Bu durumdaki hidrojeolojik şartlar oldukça sadedir. Petrolün sisteme girdiği yerin altında önemli sayılabilecek bir kalınlıkta doygun olmayan kuşak bulunmaktadır. Burada kullanılan "petrol" terimi ile hem ham petrol hem de benzin gibi akışkan türevleri kastedilmektedir.

Göçün ilk aşamasında petrol hareketi yerçekimi kuvvetinden dolayı aşağı doğrudur. Bu sızma aşamasında kılcal kuvvetler kısmen yatay göçe neden olur. Bu durum, süzülme kütlesinin çekirdeği etrafında bir *petrol ıslanma zonu* oluşmasına neden olur. Köken açısından su tablası üzerindeki kılcal yükselime benzer. Petrol ıslanma zonunda doygunluk derecesi dışarı doğru azalır ve kılcal kuvvetler (yüzey çekmesi) egemendir. Esas sızma zonunda sadece yerçekimi kuvvetleri söz konusudur.



Şekil 9.27 Bir yüzey kaynağından petrol sızmasının göç aşamaları (Schwille, 1967'den).

Sızma cephesi su tablasına ulaştığında petrolün aşağı doğru göçü durur. Petrolün su tablası boyunca yayılması yerine kılcal yükselimin tepesinde yanal olarak yayılabileceği düşünülse de, deneysel çalışmalar ve arazi bulguları göçün su tablasında veya çok yakınında meydana geldiğine işaret etmektedir. Petrol suyla karışmadığından ve yoğunluğu da suyunkinden daha düşük olduğundan, su tablasını hafifçe aşağı doğru indirir. Petrol, çözeltiye karışan küçük miktarlardaki hidrokarbonlar hariç, su tablasının altına nüfuz edemez. Petrol su tablası üzerinde birikirken başlangıçta yerçekiminden kaynaklanan gradyanların etkisi altında, daha sonra da kılcal kuvvetlere bir tepki olarak yanal yönde yayılır. Kılcal yayılma çok yavaş olur ve sonuçta nispeten duraylı bir duruma erişilir. Teorik olarak, *kalıntı petrol doygunluğu* veya *hareketsiz doygunluk* şartında duraylılığa erişilir. Petrol üretim mühendislerinin deneyimine göre, belirli bir doygunluk derecesinin altında petrol gözeneklerde hareketsiz vaziyette tutulur. Doygunluk derecesinin daha da azalması halinde petrolün baskın oluş şekilleri izole edilmiş adalar veya kürecikler halinde olur. Oluşabilecek basınç gradyanları aralığında bu adalar duraylıdır. Kılcal kuvvetlere bağlı olarak petrol kütlesi yanal yönde yayılırken, kaynaktan petrol geliminin durması şartıyla, sonuçta kalıntı petrol doygunluğu şartına ulaşılmalıdır. Bu durum, *duraylı* aşama olarak ifade edilmektedir.

Dökülen veya sızan petrol miktarı, su tablası üzerinde hareket sırasında temasa gelinen alana kıyasla küçük olduğu zaman, petrol göç zonu kalıntı doygunluğa ulaşabilir ve su tablasına nüfuz etmeden önce hareketsiz kalır. Belirli bir miktardaki

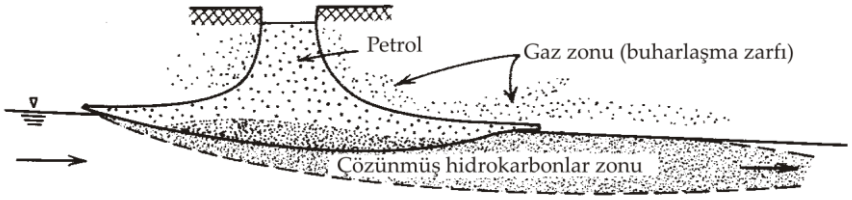
petrolü hareketsiz kılmak için gerekli gözenekli ortam hacmi, gözeneklilik ve petrolü oluşturan hidrokarbonların karakteri olmak üzere iki faktöre bağlıdır. Bir dökülme veya sızma hacmini hareketsizleştirmek için gerekli gözenekli jeolojik birimin hacmi (B) aşağıdaki bağıntıdan bulunabilir:

$$B=B_o/nS_o \qquad (9\text{-}29)$$

Burada, B_o: sisteme giren petrolün hacmi, n: gözeneklilik ve S_o: kalıntı petrol doygunluğudur. Su tablası derinliği ile n ve B_o değerlerinin bilinmesi durumunda bu eşitlikten, dökülen petrolün su tablasına nüfuz etme ihtimali hesaplanabilir (American Petroleum Institute, 1972). Van Dam (1967) su tablasına bir penetrasyonun olması durumunda petrolün duraylı katmanının şeklini tanımlayan denklemler yayınlamıştır. Ancak, pratikte arazideki göreceli geçirgenlik dağılımının nitel analiz ile tanımlanması dışında yeterli veri elde etmek genellikle mümkün değildir (Dietz, 1971). Schwille (1967) tarafından yapılan laboratuvar model deneyleri geçirgenlikte yatay veya düşey yöndeki küçük değişimlerin petrol göç zonunun şeklinde büyük sapmalara neden olduğunu ortaya koymuştur.

Sızma ve dökülmedeki sıvı petrolün hacmi genellikle çok büyük olmadığından ve göç de kalıntı petrol doygunluğu ile sınırlı olduğundan, petrolün su kalitesi için önemli bir tehdit olmadığı akla gelebilir. Gerçekte durum öyle değildir. Ham petrol ve mamul ürünleri suda önemli derecede çözünebilen hidrokarbon bileşenleri içerir. Genelde petrol ürünü ne kadar hafif ise, çözünürlük de o derece yüksektir. Meselâ ticarî benzinin çözünürlüğü 20-80 mg/l'dir. 0,005 mg/l'den düşük konsantrasyonlarda bile koku ve tadıyla teşhis edilebilir (Ineson ve Packham, 1967). Hafif hidrokarbonların çözünürlüğü suyun ciddî anlamda kirlenmiş sayıldığı konsantrasyon değerlerinin de üzerindedir. Bu nedenle, hidrokarbon çözünmesi yeraltı suyu kalitesi açısından su tablasındaki veya üzerindeki karışmayan lokal hareketsiz zondan çok daha önemlidir. Meselâ Şekil 9.28'de temsil edilen durumda hareketsiz petrol zonunun altındaki yanal yeraltı suyu akışı çözünmüş hidrokarbonların yeraltı suyu akış yolları boyunca uzak mesafelere taşınmasına neden olabilir.

Petrolün su tablasına nüfuz edip yayıldığı ve sonra da nispeten hareketsiz kaldığı durumlarda su tablası seviyesindeki değişimler önemli olabilir. Su tablasının alçalması halinde petrolün çoğu suyun terk ettiği gözenekli ortamın yüzeyinde ince bir film kaplaması şeklinde kalacaktır. Bu film su yıkamasıyla veya hava sirkülasyonu ile uzaklaştırılamaz. Problemin çözümü, bakteri etkisiyle mümkündür. Petrol veya gazın olduğu yerde, gerekli diğer besinlerin de mevcut olması halinde süratle çoğalan aerobik ve anaerobik bakteri türleri vardır. Şartların elverişli olması halinde, sızma veya dökülme neticesinde su tablası üzerinde biriken petrol veya benzinin çoğu bakteri oksitlemesi ile tüketilebilir. Değişen yeraltı suyu seviyesinin biyolojik çürüme süreçlerine olumlu katkıda bulunduğu düşünülmektedir.



Şekil 9.28 Su tablası üzerindeki bir petrol zonundan çözünmüş gazlı hidrokarbonların göçü (Schwille, 1967'den).

Kayıtlara geçmiş çok sayıda yeraltı suyu petrol kirlenmesi örneği arasında McKee vd. (1972) tarafından çalışılan örnekte, yeraltı suyu kirlenmesiyle ilgili problem ve süreçler ve yeraltı su kalitesine zarar veren etkileri azaltma yöntemleri anlatılmıştır. Kontrol ve iyileştirme prosedürleri American Petroleum Institute (1972) tarafından tanımlanmıştır.

Radyoaktif Atık Depolaması

Idaho'daki bir araştırma merkezinde nükleer mühendisler ile bilim adamlarının atom enerjisinden ilk kez elde edilen elektrik enerjisi ile çalışan dört ampulü görmelerinden bu tarafa birkaç onyıl geçti. Bu mütevazi başlangıçtan, bugün Amerika ve Kanada'nın elektrik gereksiniminin %15'inin; Avrupa'nın bazı ülkelerinde ise daha büyük oranının nükleer enerji santrallarından elde edildiği noktaya gelinmiştir. Bu asrın sonuna kadar Kuzey Amerika ve Avrupa'da bu oranının daha da yükselmesi beklenmektedir. Kimileri tarafından insanlığın geleceği için bir tehlike ve kimileri tarafından da dünyanın enerji problemlerine bir çözüm olarak değerlendirilen nükleer elektrik üretimi dünyanın her yerinde çatışmalara neden olmuştur. Şu an itibariyle nükleer santrallardaki faaliyetler ile ilgili birtakım belirsizlikler söz konusudur. Bunlardan biri, radyoaktif atıkların uzun bir zaman için biyosferden izole edilmesiyle ilgilidir. Nükleer santrallar, hidrojeolojiyi ilgilendirmesinden dolayı bu kitapta ele alınmaya değer bir konudur.

Nükleer santral endüstrisinin hidrojeolojiyi ilgilendiren yönü *nükleer yakıt döngüsü* çerçevesi içinde ele alınacaktır. Bu terim, nükleer santral endüstrisinin nükleer yakıtın geliştirildiği, kullanıldığı ve radyoaktif atıkların üretildiği tüm aşamalarını kapsar. Bu terim, uranyumun çıkarılması, öğütülmesi, rafinasyonu, zenginleştirilmesi, yakıt haline getirilmesi, reaktörde yakıt olarak tüketilmesi, yakıtın yeniden işlenmesi, atığın katılaştırılması ve katılaştırılmış atığın veya yeniden proses edilmiş yakıt artığının derin jeolojik depolama alanlarına gömülmesini kapsar. Nükleer yakıt döngüsünün bir ucu uranyum cevherinin çıkarılması ve öğütülmesini kapsar. Bu faaliyetler sırasında ortaya çıkan ve işe yaramayan yan ürünler, büyük hacimlerdeki atık kayalar (Kuzey Amerika'da yılda yüzmilyonlarca metre küp) ve öğütmeden sonra oluşan atıklardır. Atık kaya ve tesis artıkları genellikle zemin yüzeyinde yığılmakta veya bir sedde ya da

baraj ile çevrelenen topoğrafik çukurluklara doldurulmaktadır. Atık kayalar ve tesis artıkları uranyum, toryum ve radyumun izotoplarını içerdiğinden düşük seviyeli katı radyoaktif atıkların bir çeşidini oluştururlar. En büyük çevresel tehlikeyi yarı ömrü 1620 yıl olan radyum 226 (^{226}Ra) oluşturur. Tablo 9.1'de içme suyunda izin verilebilir maksimum ^{226}Ra konsantrasyonunun 3 pCi/*l* (10^{-9} mg/*l*'ye eşdeğer) olduğu belirtilmiştir. Bu konsantrasyon çok düşük olup; kurşun, cıva veya kadmiyum gibi iz metallerin (Tablo 9.1) maksimum izin verilebilir konsantrasyonlarının logaritmik olarak birkaç derece altındadır. Bu nedenle, atık kaya veya tesis artıklarından son derece küçük miktardaki ^{226}Ra'un yıkanma yoluyla yeraltı suyuna karışması, suyu insan tarafından kullanılamayacak hale getirir. Kuzey Amerika'daki uranyum madenciliği genellikle yoğun nüfuslu merkezlerden ve endüstriyel veya tarımsal gelişim alanlarından uzak yerlerde yapılmaktadır. Yakın zamana kadar buralardaki yeraltı suyu kalitesi önemli bir ilgi odağı olmamıştır. Atık kayalardan ve tesis atıklarından ^{226}Ra ve tehlikeli diğer bileşenlerin yeraltı suyuna hangi düzeyde karıştığı ve yeraltı suyu akış sistemi içinde durumlarının ne olduğu henüz bilinmemektedir. Ancak, uranyumun çıkarılması ve öğütülmesi için gerekli atık sahalarının tasarım ve değerlendirmesinde gelecek on yılda hidrojeolojik faktörlerin geçmişte olduğundan daha fazla rol oynaması beklenmektedir.

Nükleer yakıt döngüsünde bir sonraki aşama uranyum rafinasyonudur. Bu süreç ile öğütülmüş ürün ayıklanarak nükleer yakıt için gerekli zenginleştirilmiş uranyuma (A.B.D. ve Avrupa yaklaşımı) veya zenginleştirilmemiş yakıt mamülüne hazırlanır (Kanada yaklaşımı). Rafinasyon sürecinde katı veya yarı katı formda az miktarda düşük seviyeli radyoaktif atık ortaya çıkar. Bu atıkların kimyasal karakteri bir rafineriden diğerine değişir. Genellikle bu atıklar normalde az fakat, önemli konsantrasyonlarda ^{226}Ra, ^{230}Th ve ^{238}U içerirler. Atık kayalar ve tesis atıkları durumunda olduğu gibi, yine önemli ilgi odağı ^{226}Ra izotopudur. Rafineri atıkları rafineri tesisi yakınında ve sığ derinlikte gömülmektedir. Kanada'da önemli bir uranyum rafinerisinin gömme alanından (Port Hope, Ontario) 20 yıl kullanıldıktan sonra 1970'lerin ortasında ^{226}Ra ve diğer radyoaktif olmayan kirleticiler içeren sızıntı suyu türediği gözlenmiştir. Burada herhangi bir akifer için tehlike oluşmamışsa da, atıkların kazılmak suretiyle hidrojeolojik olarak elverişli ve biyosfer için uzun bir zaman tehlike arz etmeyeceği bir lokasyonda yeniden gömülmesi şeklinde önlemler alınmıştır.

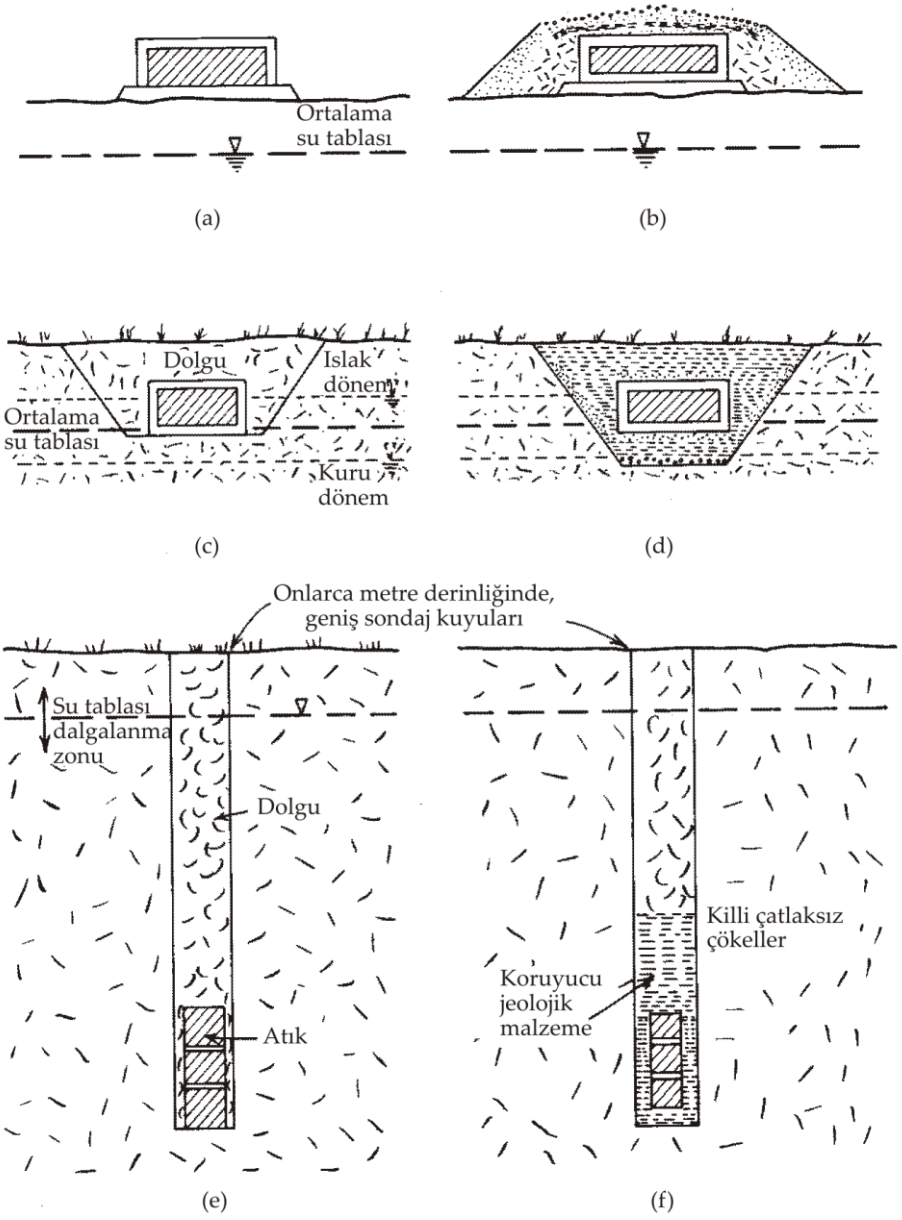
Nükleer yakıt döngüsünde bir sonraki majör atık oluşma aşaması, nükleer santralların enerji üretimi, silah üretimi veya araştırma için çalıştırılması aşamasıdır. Bu aşamada, hurdaya çıkmış cihazlar, az radyoaktif olarak sınıflandırılan muhtelif atıklar ve kirliliği önleme tesislerinin iyon değişim maddeleri şeklindeki düşük dereceli katı radyoaktif atıklar üretilir. Bu atıklara *reaktör atıkları* denir. Buradaki "düşük dereceli" terimi, bu atıkları kullanılmış nükleer yakıttaki veya kullanılmış yakıttan doğrudan türetilmiş maddelerdeki ileri derecede radyoaktif maddelerden ayırmak için nitel anlamda kullanılmaktadır.

Kuzey Amerika'da nükleer enerji üretiminin ticarî olarak üretilmeye başladığından beri reaktör atıklarının toplam hacmi yaklaşık olarak 40.000 m^3'e ulaşmıştır (1975 yılı itibariyle). Bu atıklar A.B.D.'nde 11 majör lokasyonda ve Kanada'da 4 majör lokasyonda sığ derinlikteki depolama alanlarına gömülmüştür. A.B.D.'nde bu hacmin 1980 yılına kadar 50.000 m^3'e; 2000 yılına kadar da 300.000 m^3'ün üzerine çıkması beklenmektedir (Nuclear News, 1976). Mevcut ve ekonomik açıdan da uygun teknolojinin kullanımıyla, öngörülen bu miktarlar yarı yarıya veya üçte iki oranında azaltılabilir. Daha fazla azalma sağlayacak yeni atık işleme yöntemlerinin geliştirilmesi ümit edilmektedir.

Teknolojik gelişimlere bağlı iyileşmelere rağmen, reaktör atıklarının hacminin geçmiştekine kıyasla çok fazla olması beklenmektedir. Reaktör atıklarını işletmenin standart yöntemi, bunları sığ gömme alanlarına yerleştirmek olduğundan, artan bu atık hacimleri yeraltı suyu ve diğer ortamlar için potansiyel bir kirlenme kaynağı olarak değerlendirilebilir. A.B.D.'nde düşük dereceli atıkların sığ derinliklerde gömülmesinin geçmişi tatmin edici olmaktan uzaktır. Ticarî elektrik üretiminden kaynaklanan radyoaktif atıkların gömüldüğü 11 sahadan çevreye sızan radyoaktif bileşenler söz konusudur (Ground Water Newsletter, 5, no. 3, 1976). Yeraltı akış sistemlerine olan bu sızmalar içilebilir su kaynakları için şimdilik bir tehlike oluşturmuyorsa da, atık işletmeciliğinde yetersiz hidrojeolojik çalışmaların olumsuz sonuçlarının alanın kullanımına başlandıktan yıllar hatta onyıllar sonra ortaya çıktığına dair önemli kanıtlar bulunmaktadır. Yıllar önce bu sahaların çoğu kurulduğunda, buralara gömülen atıkların gelecekte oluşturacağı problemlerden çok atık depolamanın ekonomisi, depolama alanının bulunma kolaylığı ve taşıma yollarına yakınlığının ön planda tutulduğu bilinen bir gerçektir. Bunlardan ders almış olarak hidrojeologları bekleyen problem, uygun yer araştırma ve değerlendirme yöntemlerini kullanarak düşük dereceli katı radyoaktif atıkların gömülme alanlarının radyonükleidleri yeterli düzeyde depolayabileceğinden emin olmak ve uygun yeraltı gözleme tesislerinin yerleştirilip işletilmesini sağlayacak tedbirleri almaktır.

Reaktör atıkları yarı ömrü saniyelerden onlarca yıla hatta daha uzun zamana değişen çok değişik radyonükleid türleri içerir. Bu nükleidler arasında genellikle çevre için en büyük tehlikeyi oluşturanlar yarı ömürleri 28, 33 ve 6 yıl olan ^{137}Cs, ^{90}Sr ve ^{60}Co olarak düşünülmektedir. Bu radyonükleidleri içeren atıkların çok düşük radyoaktif seviyelere bozunması için birkaç asır gereklidir.

Şekil 9.29'da atık gömme seçeneklerinden birkaçı görülmektedir. Başka yöntemler mevcut olsa da, burada gösterilenler gömme tesislerinin geliştirilmesinde kullanılan ana kavramların bazılarının dayandığı tartışmalara bir temel oluşturacaktır. Şekil 9.29(a)'da atıkların yüzeyde ve beton ya da çelikten yapılmış çok sağlam haznelere yerleştirildiği durum görülmektedir. Atıklar bu hazneler içinde yerleşimden uzak alanlar içinde bekletilir. Haznelerin zamanla özelliğini yitirme derecesi devamlı olarak ve kolayca gözlenir. Problemlerin ortaya çıkması halinde, elbette ki tesisleri de sorumluluk sahibi organizasyonlara teslim etmek şartıyla, hazneler tamir edilebilir veya atıklar yeni hazneler içine yerleştirilebilir. Şekil 9.29(b)'de gösterilen tesisler



Şekil 9.29 Sığ su tablası alanlarında düşük dereceli radyoaktif atık depolama yöntemlerinin şematik diyagramları. (a) Yer üstünde depolama haznesi; (b) yer üstünde ve jeolojik malzemeyle korunmuş depolama haznesi; (c) hendekte arka dolgulu sığ gömme; (d) ilave izolasyonla jeolojik malzemenin mühendisçe tasarlandığı hendekte sığ gömme; (e) arka dolgulu derin gömme; (f) yüksek dereceli geciktirmeli jeolojik malzeme ile korunmuş geniş kuyuda derin gömme.

depolama haznelerinin toprakla örtülmesi durumu hariç benzer özelliktedir. Örtü maddelerinin uygun bir şekilde tasarlanması haznelerin bozuşmasını önlemek suretiyle ömürlerinin uzamasını sağlayacaktır. Örtü toprak malzemesi, mühendislik eseri bir hidrojeolojik ortam olarak düşünülebilir. Şekil 9.29(c) ve (d)'de atıklar su tablasının üstünde veya altında olmak üzere yüzeyden birkaç m aşağıdaki hazneler içinde depolanmıştır. Şekil 9.29(c)'de gösterilen durumda kazıdan çıkan malzeme hazne etrafında arka dolgu malzemesi olarak kullanılır. Şekil 9.29(d)'de kazıdaki dolgunun bir kısmı sistemin izolasyon özelliklerini geliştirmek için tasarlanmıştır. Haznelerin su tablası üzerinde yerleştirilmesi ve su tablasının alçalıp yükselmelerinin gömme zonuna erişmediği durumlarda radyonükleidlerin çevreye kaçma ihtimali çok düşüktür. Su tablası kotundaki değişimler gömme zonunda oluşuyorsa, hazneler değişik hidrolik ve jeokimyasal şartları etkisi altında olur. Bunların ömürlerinin ne kadar olduğu ve haznenin fonksiyonunu yitirmesi halinde radyonükleidlerin nasıl hareket edeceği konusu, tamamen su tablası üstünde yer alan gömme sahalarına göre çok daha belirsizdir.

Şekil 9.29(e) ve (f)'deki hazneler, daha önceki örneğe göre 10 ile 20 m daha derin ve geniş kuyularda gömülmüştür. Kurak olmayan bölgelerde su tablası normalde daima bu seviyenin üstündedir. Şekil 9.29(e)'de ifade edilen durumda kuyu, daha önce kazılan malzeme ile doldurulmuştur. Şekil 9.29(f)'de ise, depolama tesisinin uzun dönemde daha güvenli şekilde hizmet verebilmesi için, haznelerin etrafı bentonitik kil gibi jeolojik malzemeyle doldurulmuştur. A.B.D. ve Kanada'nın reaktör atıklarının gömme sahalarının neredeyse tamamı Şekil 9.29(c)'de temsil edilen kategoride olup, su tablası ya gömme zonunda veya biraz aşağısında bulunmaktadır. Bazı atıklar su geçirmez hazneler içinde herhangi bir önlem alınmadan toprağa doğrudan gömülmüştür. Bu sahaların çoğu elverişsiz hidrojeolojik ortamlarda bulunmaktadır. Bu nedenle, radyonükleidlerin gömme zonlarından yeraltına göçü sıkça karşılaşılan bir durumdur.

Gelecekte inşa edilecek sahalarda radyonükleidlerin yeraltına göçünü önlemek için çok sayıda araştırmacı bu sahaların uzun vadede izole edilebileceği hidrojeolojik ortamlarda kurulması gerektiğini öne sürmüştür. Bunu başarmak için sahanın şu özellikleri taşıması gerekir: jeomorfolojik ve yapısal duraylılık, çatlaklı temel kayasından veya güvenilir bir akış yolu analizi için çok karmaşık sayılan akış rejimlerinden izolasyon (yani sahanın basit bir hidrojeolojik çatısının olması), doğrudan biyosfere veya daha derinde bulunan içilebilir su kaynaklarına akış yollarının bulunmayışı ve yeraltı suyu hızı ve kimyasal gecikmenin uygun bir kombinasyonundan kaynaklanan radyonükleid hızlarının düşük olması. Bu hidrojeolojik kriterlere ek olarak bazı araştırmacılar atık gömme işleminin tamamen doygun olmayan kuşakta kalacak şekilde su tablasının yeteri kadar derinde olması gerektiğini öne sürmüşlerdir (Cherry vd., 1974). Birkaç asırlık süre için hesaplanan su tablası değişimlerinin en üst seviyesinin gömme zonunun altında kalması gerekir. Yukarıda açıklanan ölçütlere uyulmak suretiyle inşa edilecek atık gömme sahaları şu anda mevcut olanlardan çok daha uzun bir süre depolama işlevi görecektir. Kuzey

Amerika'nın ılıman ve yarı ılıman bölgelerinde hidrojeolojik özelliklerin bu ideal kombinasyonu sosyal ve ekonomik kriterleri de sağlayan alanlarda ne yazık ki çok ender durumlarda mevcuttur veya hiç yoktur. Su tablası genellikle sığ derinlikte olup, gömme zonunun su tablası altında büyük derinliklerde tesis edilmesini engellemektedir. Atık içindeki radyoaktif maddelerin düşük seviyelere bozunması için yüzlerce yıl geçmesi gerektiği göz önüne alındığında, yüzeyden birkaç m hatta 5-10 m derinliğinde gömülen atıklar gelecek nesiller için yeteri kadar izole edilmiş sayılmamaktadır.

Düşük seviyeli katı radyoaktif atıkların gömme alanlarının seçiminde alternatif bir yaklaşım olarak Cherry vd. (baskıda) ılıman ve yarı ılıman kuşaklarda gömme zonlarının çatlaksız kil akitardlar içinde Şekil 9.29(f)'de gösterilen tarzda yerleştirilmesini önermiştir. Bu plana göre gömme işlemi yüzeyden 15 metreden daha derinde büyükçe bir kuyu (çapı 2-5 m) tabanında yapılmaktadır. Gömme zonu su tablasından ve aktif bozuşma kuşağından çok derinde yer alır. Atıklar bu şekilde yeraltı suyu hızının çok düşük ve kimyasal gecikmenin büyük olduğu bir hidrojeolojik ortamda biyosferden izole edilmiş olmaktadır. Bunların üzerinin gelecek nesiller tarafından kazara açılması, sığ ve su tablası üzerindeki gömme durumlarına kıyasla daha düşük bir olasılıktır. Bu yaklaşımın daha ayrıntılı olarak değerlendirilmesi için doğrudan killi til, buzul-göl kili ve yumuşak şeyl gibi akitardların hidrojeolojik özelliklerinin araştırılması gereklidir.

Düşük seviyeli katı radyoaktif atık (özellikle reaktör atıkları) işletmeciliğinin hidrojeolojik yönü hakkında daha fazla bilgi için okuyucunun Peckham ve Belter (1962), Richardson (1962a, 1962b), Mawson ve Russell (1971), Cherry vd. (1973) ve Pferd vd. (1977)'ye başvurması önerilir.

Elektrik enerjisi üretiminde halen kullanılan nükleer santrallarda yakıt çubukları katı uranyum oksitten oluşmaktadır. Bunların kullanılmasında ısı yayma ve partikül bozunması şeklindeki fizyon reaksiyonları rol oynar. Reaktörde belli bir zaman sonra bu yakıt çubukları değiştirilir. *Kullanılmış yakıt* uranyum ve diğer elementlerden oluşan çok sayıda toksik radyoaktif izotop içerir. İnsan tarafından üretilen bu radyonükleidlerin nihai kaderi *yüksek dereceli radyoaktif atık depolama probleminin* çekirdeğini oluşturmaktadır. Bu problemin çözümüne dair pekçok çözüm önerisi ortaya atılmış olup, bunların her birinde radyonükleidlerin radyoaktiflik süresi boyunca biyosferden izole edilmesi amaçlanmıştır. Bu işlem, nükleer yakıt döngüsünün son aşamasını oluşturur.

Antartika'daki buzullar içine gömme, okyanus tabanlarında levhaların altında doğal gömülme zonlarına yerleştirme ve roketle yerin çekim alanı dışında gönderme gibi seçenekler pratik olmadığından dikkate alınmamaktadır. Problem için en tatmin edici çözümün radyoaktif atıkların aktif yeraltı suyu akış zonlarından izole edildiği ve jeolojik katmanlar içinde iyi tasarlanmış bir depolama alanı olduğu düşünülmektedir. Bu yaklaşım genellikle *nihai depolama* olarak adlandırılmaktadır. Bu işlemde depolama ortamının bir veya iki nesil boyunca gözlenmesi ve her şeyin yolunda gitmesi anlaşıldıktan sonra kalıcı bir şekilde depolanması söz konusudur.

A.B.D.'nde yeraltında nükleer atık depolamaya uygunluk açısından genellikle dört hidrojeolojik durum incelenmektedir: (1) derin tuz katmanları, (2) derin kristalen kayalar, (3) derin şeyl katmanları ve (4) kurak bölgelerdeki kalın doygun olmayan kuşaklardır. İklimsel farklılıklardan dolayı Kanada ve Avrupa ülkelerinde dördüncü seçenek söz konusu değildir. Bu seçeneklerin değerlendirilmesinde en kritik soru atıkların kabul edilebilir bir süre için biyosferden izole edilip edilmediği durumudur.

Atıklar çok sayıda radyonükleid türü içerir fakat, 2020 yılına kadar birikmesi öngörülen atıklardaki radyoaktivitenin %99'u yarı ömürleri 28 ve 33 yıl olan ^{90}Sr ve ^{137}Cs'un varlığına bağlı olacaktır (Gera ve Jacobs, 1972). Bunların çok düşük konsantrasyonlara bozunması için yaklaşık olarak 1000 yıl geçmesi gerekir. Ancak, atıktaki ^{238}Pu, ^{239}Pu, ^{240}Pu, ^{241}Am ve ^{243}Am gibi uzun ömürlü uranyum ötesi nükleidlerin düşük seviyelere bozunması için çok daha uzun sürelere ihtiyaç vardır. Bunların yarı ömürleri ^{238}Pu'da 89 yıldan ^{239}Pu'da 24.000 yıla kadar değişir. Bu elementlerin radyoaktif bozunmalarıyla atık içinde ikinci kuşak olarak bilinen diğer radyonükleidler (^{237}Np, ^{226}Ra, ^{129}I, ^{99}Tc ve diğerleri) üretilir. Bunlar da hesaba katıldığında, radyoaktiflik seviyesi ilk birkaç bin yıl içindekinden düşük de olsa, atık maddesinin milyonlarca yıllık süre içinde tehlikeli olarak kalması söz konusudur.

Radyonükleidler yeraltı depolama ortamlarında kullanılmış yakıt halindeki orijinal formlarında yerleştirilebilir veya kullanılmış yakıt *yeniden işlendikten* sonra diğer maddelerle birleştirilebilir. Yeniden işleme, kullanılmış yakıtın asitte çözünmesinden sonra plütonyumun diğer radyonükleidlerden ayrılmasını kapsayan bir kimyasal işlemdir. Nükleer endüstride plütonyum, hızlı üretim yapan reaktörlerde elektrik üretmede tüketildiğinden kıymetli bir madde olarak değerlendirilmektedir. Plütonyumun çıkarılmasından sonra geriye sıcak ve yüksek derecede radyoaktif bir çözelti kalır. Bunun içinde diğer radyonükleidler ve biraz plütonyum kalıntısı atık şeklinde bulunur. Bu problem üzerinde çalışan değişik ülkelerdeki nükleer santral kuruluşları arasında, söz konusu çözeltinin katılaştırılarak seramik ve cam gibi nispeten eylemsiz maddelerle birleştirilmesi gerektiği konusunda bir fikir birliği bulunmaktadır. Bu işlem, yeraltında uzun süreli depolama veya bertaraf işlemine kesin karar verilmeden önce yapılmalıdır. Atık, kimyasal olarak yeniden işlendikten sonra geçici bir depolamanın ardından katılaştırma işlemine tabi tutulur. Atık katılaştırılıp etrafı da izole edildikten sonra yeraltındaki ortamda depolanmaya hazırdır. Yeniden proses etme işlemiyle plütonyumun kullanılmış yakıttan çoğu alınmış olsa da, yeniden işlemeden sonra geriye kalan atık halen ileri derecede radyoaktiftir. Hidrojeolojik açıdan bakıldığında kullanılmış yakıtın veya katılaştırılmış atığın izolasyonu temelde aynı problemdir. Bir yeraltı depolamasının yukarıda açıklanan çerçeve içinde tatmin edici olabilmesi için atıkları rüzgar, su ve buzul etkisiyle oluşan erozyona karşı koruyabilmelidir. Önemli bir sismik tehlike veya volkanik aktivitenin bulunmadığı bir bölgede kurulmalıdır. Depolama alanında ve dışındaki hidrojeolojik ortamda atıkları çevreleyen koruyucu maddeler, radyonükleidlerin depolama yerinden yeraltı suyu yoluyla biyosfere göçünü büyük bir güvenirlik sınırları içinde engelleyecek şekilde olmalıdır. Bu en son kriter diğerleri arasında sağlanması en zor olanıdır. Mühendisler

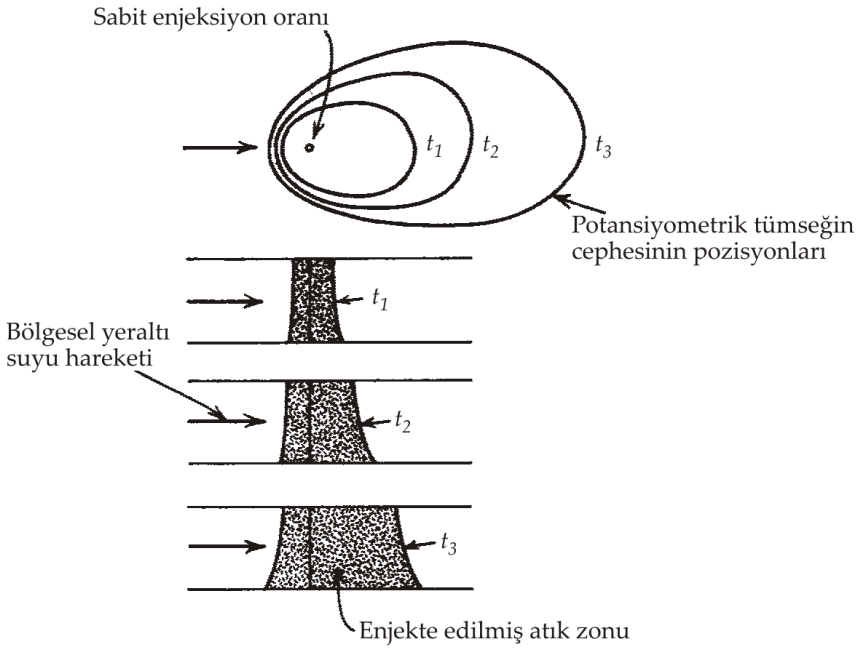
ve bilim adamlarından şimdiye dek böyle bir problemle ilgili ve uzun süreli güvenlik analizi istenmemiştir. Yukarıda sıralanan dört hidrojeolojik seçenekten her birinde uzun vadeli atık izolasyonunun ne ölçüde gerçekleştirilebilir olduğu halen araştırılan bir konudur. Derin tuz seçeneği Bradshaw ve McClain (1971) ve Blomeke vd. (1973) tarafından tartışılmıştır. Şeylde yeraltı depolaması Ferro vd. (1973) tarafından tanımlanmıştır. Winograd (1974) kurak bölgelerdeki doygun olmayan kuşak seçeneğinin hidrojeolojik yönlerini gözden geçirmiştir. Yüksek derecede radyoaktif atık depolama probleminin daha geniş bir değerlendirmesi için okuyucunun Kubo ve Rose (1973) ve Cohen (1977)'a başvurması önerilir.

Sıvı Atıkların Derin Kuyulara Basılması

Daha çok endüstriyel kökenli olan sıvı atıkların enjeksiyonu Kuzey Amerika'da yaygın bir atık bertaraf uygulaması olarak kabul görmüştür. Bu prosedürün amacı tehlikeli maddeleri biyosferden izole etmektir. Kirleticilerin nehir ve göllere boşalımına tepkiler giderek artarken ve yüzey suyu kaynaklarının korunmasına dair yasal düzenlemeler giderek daha sıkılaşırken, sıvı atık bertarafı için derin geçirgen zonların kullanılması birçok endüstri dalı için cazip bir atık işletme seçeneği olarak düşünülmeye başlanmıştır. 1964, 1967, 1968, 1972 ve 1973 yıllarında A.B.D.'ndeki enjeksiyon kuyularına dair envanter çalışması yapılmıştır. Bu zaman aralığında enjeksiyon kuyusu sayısı 1964 yılında 30'dan 1973 yılında 24 eyalette en az 280'e çıkmıştır (Warner ve Orcutt, 1973). Kanada'da 1976 yılı itibariyle enjeksiyon kuyusu sayısı 80'dir. Petrol ve gaz kuyularından çıkan aşırı tuzlu suların yeraltına geri dönüşü için kullanılan enjeksiyon kuyuları genellikle atık enjeksiyon kuyusu olarak değerlendirilmemektedir. Kuzey Amerika'da bu kuyulardan 100.000'den fazlası vardır. Atık enjeksiyon kuyularını en çok kullanan sektörler kimya, petrokimya ve ilaç endüstrisidir. Diğer önemli kullanıcılar petrol rafinerileri, gaz fabrikaları, çelik fabrikaları, potasyum madenleri, uranyum işletmeleri ve işleme fabrikalarıdır. Florida, Hawaii, Louisiana ve Texas'da sınırlı miktarda kanalizasyon sıvısı tuzlu su akiferlerine enjekte edilmektedir. Atık enjeksiyon kuyularının neredeyse tamamının derinliği 200-4000 m arasındadır. Çoğu ise 300-2000 m arasındadır. Enjeksiyon zonları genellikle kumtaşı, karbonat kayaları ve bazalt içindedir.

Çoğu enjeksiyon kuyularındaki işletme basıncı 7×10^3 kN/m^2'den azdır. Son yıllardaki enjeksiyon basıncı daha düşük olup, enjeksiyon debisi de 500-1400 *l*/dak aralığındadır. Bir enjeksiyon kuyusunun bölgesel akış şartlarında, yatay ve kuramsal bir akiferdeki hidrodinamik şartlar üzerindeki etkileri Şekil 9.30'da görülmektedir. Enjeksiyon kuyuları basınç yüzeyi üzerinde bir tümsek oluşturmaktadır. Bu tümsek, akiferde bölgesel akış yönünde asimetrik olarak uzanır. Enjeksiyon devam ederken tümseğin işgal ettiği alan da giderek büyür. Bu süreç basınçlı bir akiferden pompajla su çekiminin tersi olarak düşünülebilir ve gerçekte de aynı fakat, pompaj yerine enjeksiyon etkisini dikkate alacak şekilde değişkenmiş matematiksel denklemlerle tanımlanmaktadır (Warner, 1965). Enjeksiyon kuyularının birbirine yakın olması

halinde potansiyometrik tümsekler pompaj kuyularının olduğu sahadaki ortak düşüm konisi etkisine benzer bir etki oluşturacak şekilde birleşir. Potansiyometrik tümseğin cephesinin yayılması enjekte edilmiş atık zonunun yayılmasına kıyasla çok çabuktur. Potansiyometrik tümseğin cephesinin yayılması basınç aktarması yoluyla gelişir. Atık zonu ise akifer içine zorlanan atığın kümülatif hacmine doğru orantılı şekilde yayılır. Formasyon suyu ile atık arasındaki etkileşim dispersiyondan dolayı dereceli geçişli olacaktır.



Şekil 9.30 Atık deşarj kuyusunun neden olduğu potansiyometrik tümsek ve atık ile işgal edilmiş kuşak. Pozisyonlar t_1, t_2 ve t_3 zamanlarında (Kazmann, 1974).

A.B.D. ve Kanada'daki atık enjeksiyonu uygulamasının etkileri ve statüsü hakkında Warner ve Orcutt (1973) ve Simpson (1976) tarafından yapılan değerlendirmelerde bu sistemlerde küçük bir yenilme belirtisi ve bununla ilgili bir yüzey veya yeraltı suyu kirlenmesinin bile çok ender olduğu sonucuna varılmıştır. Ancak, atık enjeksiyonu giderek daha da gelişen bertaraf yöntemi olurken ve katmanlara atık enjekte etme süresi giderek uzarken, bu durumun böyle devam edeceği söylenemez. Yüzey kirlenmesine neden olduğu bilinen birkaç atık enjeksiyonu örneğinden biri, Kanada petrokimyasal endüstrisinin önemli bir bölümünün yer aldığı güney Ontario'daki Sarnia yakınında meydana gelmiştir. Kirlenmeye neden olan beş enjeksiyon kuyusundan ilki 1958'de, diğerleri de 1960'da açılmıştır. Rafinerinin kostik ve fenollü suları kuyular vasıtasıyla 400 *l*/dak'dan daha düşük debide yüzeyden 200 ile

260 m derinlikleri arasındaki karbonat kayalarına enjekte edilmektedir. 1960'ların sonunda ve 1970'lerin başında Sarnia bölgesinde yüzeye erişen sularda fenol oluşumları gözlenmiştir (Simpson, 1976). Kirlenmenin tıpalanmadan terkedilmiş kuyulardan atıkların yukarı doğru sızmasıyla oluştuğu düşünülmektedir. Güneybatı Ontario'da Sarnia civarında 30.000 kadar tıpalanmamış kuyu bulunmaktadır (van Everdingen ve Freeze, 1971). Bu kuyuların çoğu onlarca yıl önce, terkedilmiş kuyuların tıpalanması zorunluluğunun olmadığı zaman açılmıştır. Atık enjeksiyonu alanlarında tıpasız kuyulardan ileri gelen tehlike, kuyuların çoğunun lokasyonu bilinmediğinden, sinsice gelişir. Bazılarının yüzeyde emaresi kalmadığı halde yeraltı ile düşey ilişki sağlamaktadır. Kuzey Amerika'da yerleri bilinmeyen ve tıpalanmamış bir milyondan fazla kuyu bulunabilir. Zararlı atıkların derin kuyulara enjeksiyonunun uzun vadedeki etkisiyle ilgili olarak van Everdingen ve Freeze (1971) tıpalanmamış kuyularla sağlanan düşey bağlantının en önemli tehlike olabileceğini belirtmişlerdir.

Atık enjeksiyonu uygulaması ile ilgili bir diğer büyük tehlike, aylar boyunca artan gözenek suyu basıncı sonunda depremlerin oluşmasıdır. Bu konu 11. Bölümde ele alınmıştır.

Derin kuyu bertarafı konusunda kapanışı A.B.D. Jeolojik Araştırmalar Merkezi (USGS)'den A. M. Piper (1970)'ın yorumları ile yapmak yerinde olacaktır:

> Bir problemi tamamen basite indirgemeyi ve tüm değişkenleri tek bir masif atak ile çözmeyi yeğleyen A.B.D., atıkların derin enjeksiyonunu su kirlenmesi şeklindeki rahatsızlıkların tamamını tedavi edecek kesin çare olarak kabul etmek üzeredir (s. 2).
>
> Enjeksiyon devamlı bir bertaraf şekli değildir. Atığı depoda tutar ve yeraltındaki boşluklara verir (s. 6).
>
> Doğruyu söylemek gerekirse, sıvı atıkların derinlerde enjeksiyonu nehir ve göllerdeki kirlenmeyi azaltmada potansiyel bir araçtır. Ancak, işin ekonomisi bir tarafa bırakılsa bile, enjeksiyonun tüm atıkları kapsayacağı ve tüm kirlenmeleri önleyeceği düşünülmemelidir. Enjeksiyon işleminde gerçekte fiziksel, kimyasal, jeolojik, hidrolojik, ekonomik ve kurumsal kısıtlamalar bulunmaktadır (s. 5).

Diğer Kaynaklar

Yeraltı kuşağına kirletici sağlayan diğer pekçok kaynak daha vardır. Kuzey A.B.D. ve Kanada'da kış aylarında buzlanmaya karşı karayollarında bol miktarda tuz kullanılmaktadır. Bu bölgelerde karayollarına komşu sığ akiferlerde tuz kirliliği yaygındır. NaCl ve $CaCl_2$ gibi tuzlar son derece çözünür ve yeraltı suyunda oldukça hareketli olduğundan, bu durumu önlemede tuzun miktarını azaltmaktan başka yapacak fazla bir şey yoktur.

Madencilik endüstrisindeki faaliyetler yeraltı suyu kirlenmesinin diğer potansiyel nedenleridir. Bu etkiler, maden işletmesinin neden olduğu yeraltı suyu kimyası değişiminden, işletme artığı ve diğer atıklardan oluşan sızıntı suyunun süzülmesine kadar değişmektedir. A.B.D.'nin Appalachian bölgesinde terkedilmiş kömür

madenlerinden asidik su drenajının geniş alanlarda oluşumu, madenciliğin yüzey ve yeraltı suları üzerindeki görünen en çarpıcı örneğidir.

Yeraltı suyu kirlenmesinin bir diğer nedeni de, endüstriyel atık lagünlerinden sızmadır. Kuzey Amerika'nın hemen her yerinde sayısız türde sıvı atık ihtiva eden binlerce yapay gölcük ve lagün vardır. Lagünler çoğu zaman geçirimsiz astarla izole edilmemiştir. Bu nedenle de atıkların aşağıdaki yeraltı ortamına doğru sızmasına yol verirler. Yakında içilebilir su ihtiva eden akiferlerin bulunduğu durumlarda bu durum ciddî problemlere neden olabilir. Problemin boyutu ortaya çıkana kadar da uzun yıllar geçebilir.

Bazı bölgelerdeki şehirleşmeler ana akiferlerin beslenme alanına doğru yayılmaktadır. Foseptik sistemler yerine merkezî kanalizasyon arıtma tesislerinin kullanılmasına rağmen, kentlerdeki faaliyetler yeraltı için sayısız kirlenme kaynağı oluşturmaktadır. Şehirleşmenin yeraltı suyu kalitesi üzerindeki uzun vadeli etkisini kestirmek zor bir görevdir fakat, yeraltı suyu ortamı üzerindeki kötü etkileri asgariye indirecek arazi kullanım yöntemleri geliştirmek istiyorsak, yapılması gerekli bir işlemdir.

Yeraltı suyu kirlenmesi konusunda giriş düzeyinde ve diğer konuları içeren kaynaklar için okuyucunun Hall (1972), Summers ve Spiegal (1974), Tódd ve McNulty (1976) ve Wilson vd. (1976)'a başvurması önerilir. A.B.D.'ndeki yeraltı suyu kirlenmesinin bölgesel yayılımı ve karakterine dair değerlendirmeler Fuhriman ve Barton (1971), Scalf vd. (1973), Miller vd. (1974) ve Scalf (1977) tarafından yapılmıştır. A.B.D.'nde atık bertarafı uygulamaları ve bunların yeraltı suyu üzerindeki etkilerinin bir özeti U.S. Environmental Agency (1977) tarafından verilmiştir. Son zamanlarda yapılan hidrojeolojideki kimyasal problemler ile ilgili araştırmaların bir değerlendirmesi Back ve Cherry (1976) tarafından yapılmıştır.

Önerilen Kaynaklar

BAETSLÉ, L. H. 1969. Migration of radionuclides in porous media, *Progress in Nuclear Energy, Series XII, Health Physics, ed*. A. M. F. Duhamel. Pergamon Press, Elmsford, N.Y., pp. 707-730.

CHERRY, J. A.,R. W. GILLHAM, and J. F. PICKENS. 1975. Contaminant hydrogeology: Part 1: Physical processes, *Geosci. Can*., 2, pp. 76-84.

FRIED, J. J. 1976. *Ground Water Pollution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-47.

OGATA, AKIO. 1970. Theory of dispersion in a granular medium. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 411-I*, p. 134.

U.S. Environmental Protection Agency. 1977. Waste disposal practices and their effects on ground water. *The Report to Congress*, 81-107.

Problemler

1. Bir yeraltı suyu örneğinin kimyasal analiz sonuçları şu şekildedir (mg/*l*): K^{+}=3, Na^{+}=110, Ca^{+2}=80, Mg^{+2}=55, HCO_3^{-}=420, Cl^{-}=220, SO_4^{-2}=35, NO_3^{-}=15, Fe(toplam)=0,8, Mn(toplam)=0,2, F^{-}=0,6, As=0,03, Pb=0,08, B=0,9. Bu suyun aşağıdaki kullanım amaçlarına uygunluğu hakkında yorum yapınız:
   (a) Belediye içme suyu.
   (b) Sebze sulamacılığı.
   (c) Büyük ve küçükbaş hayvancılık.
   (d) Biracılık.

2. Problem 1'de verilen su bileşimi evsel kullanım için yumuşatılabilir mi? Yumuşatma işleminin bileşimi nasıl değiştirmesi beklenir?

3. Nispeten homojen bir kumdan yapılma bir silindirik kolon (çapı 10 cm ve boyu 30 cm) üzerinde reaktif olmayan bir girdiden oluşan adım fonksiyonu ile deney yapılacaktır (bkz. Şekil 9.1). Kumun gözenekliliği %35, dengeli rejim akış hızı 1 *l*/saat ve hidrolik eğim 0,1'dir. İzleyicinin kolona verildiği andan itibaren 0,8 saat sonra cephe eğrisi üzerindeki C/C_o=0,5 noktasına erişilmiştir. C/C_o=0,25 noktasına 0,7 saat sonra; C/C_o=0,75 noktasına da 0,9 saat sonra ulaşılmıştır. Kumun dispersivitesini hesaplayınız.

4. Orta irilikteki bir kum akiferinde bir kirletici zonu göç halindedir. Ortalama hidrolik eğim 0,01 ve hidrolik iletkenliğin temsilci değeri de 1×10^{-5} m/s'dir. Reaktif olmayan kirleticilerin hareketi başlıca adveksiyon ve mekanik dispersiyondan mı yoksa moleküler difüzyondan mı etkilenir? Açıklayınız.

5. 5 m kalınlığındaki yoğun bir kil katmanının üzerine bir düzenli depolama alanı inşa edilmiştir. Kilin hemen altında küçük bir yerleşim birimine içme suyu sağlayan bir akifer bulunmaktadır. Depolama alanının altında ve kil yüzeyinde sızıntı suyundan kirlenmiş bir yeraltı suyu zonu bulunmaktadır. Akiferdeki gözlemler dengeli piyezometrik seviyenin ortalama deniz seviyesine göre 250,5 m olduğunu işaret etmektedir. Depolama alanındaki su tablasının kotu yaklaşık 251,3 m'dedir. Kilin hidrolik iletkenliği yaklaşık olarak 2×10^{-11} m/s ve gözenekliliği de %19'dur. Reaktif olmayan kirleticilerin kilden geçerek akifere ulaşması için ne kadar zaman gerektiğini hesapla bulunuz. Cevaplarınızı mevcut veriler ışığında makul olduğunu düşündüğünüz bir aralıkta veriniz.

6. Bir depolama tankının yırtılması sonucunda 100 kg çözünmüş arsenik içeren 10 m^3 sıvı atık akışın yatay olduğu sığ, serbest, kumlu bir akifere süratle süzülmüştür. Akiferdeki ortalama yeraltı suyu hızı 0,5 m/gün, dispersivite 0,1 m ve moleküler difüzyon katsayısı 2×10^{-10} m^2/s'dir. Kirlenmiş zon akifer içinde hareket ederken

arsenik önemli bir adsorpsiyon ve çökelmeye maruz kalmamaktadır. Kirlenme bulutu 500 m hareket ettikten sonraki maksimum arsenik konsantrasyonunu hesaplayınız. Bulutun yaklaşık boyutları ne olacaktır? Depolama tankından sızmanın bir nokta kaynak gibi ve akiferin de üniform akışlı homojen bir ortam olarak ele alınabileceğini varsayınız.

7. Yüzeyden 1000 m derindeki çatlaksız şeylde oluşturulan açıklıkta yüksek dereceli radyoaktif atık depolanacaktır. Depolama zonu ile yukarıdaki akifer arasındaki şeylin kalınlığı 100 m'dir. Şeyldeki hidrolik iletkenlik 10^{-12} m/s ve 10^{-2} olan hidrolik eğimin de yönü yukarı doğrudur. Şeylde reaktif olmayan radyonükleidlerin efektif difüzyon katsayıları 10^{-10} m^2/s mertebesindedir. Atıkların gelecek 1000 yıl içinde ıslanmaları ve sonra şeyl içine yavaşça hareket etmeleri beklenmektedir. Radyonükleidlerin gelecek 100.000 yıl içinde tamamen şeyl içinde kalmasını beklemek mantıklı mıdır? Radyonükleidlerin şeyldeki transferi sırasında faylanma, buzul ve benzeri faktörlerin potansiyel etkilerini ihmal ediniz. Sadece akış, mekanik dispersiyon ve moleküler difüzyon etkisini göz önüne alınız.

8. Bir granitik sahadaki arazi gözlemleri yığınsal hidrolik iletkenliğin 10^{-6} cm/s mertebesinde olduğunu göstermektedir. Granitteki eklemler küp dizisi şeklinde olup, eklem düzlemleri arasındaki temsilci mesafe 10 cm'dir. Akışın yatay ve hidrolik iletkenliğin 10^{-2} olduğu bir zondaki ortalama yeraltı suyu hızını hesaplayınız.

9. Kumlu bir akiferden örnekler ile pestisidlerin kullanıldığı laboratuvar deneylerinde, suyun pestisid ile değişik konsantrasyonlarda dengelendiği kum örneklerinde, katı ve sıvı fazlar arasındaki bölümlenmeler şu şekilde olmuştur: deney 1) 10 mg/m*l* çözeltisinde 100 μg/g adsorpsiyon, deney 2) 220 mg/m*l* çözeltisinde 300 μg/g adsorpsiyon, deney 3) 560 mg/m*l* çözeltisinde 600 μg/g adsorpsiyon, deney 4) 1000 mg/m*l* çözeltisinde 1000 μg/g adsorpsiyon. Bu verilere göre dağılım katsayısının değeri nedir? Cevabınızı gram başına mililitre olarak (m*l*/g) veriniz. Su tablası altındaki kumda (gözeneklilik: %35) adveksiyon kontrollü sistemde pestisidin göreceli hızını bulunuz.

10. Bir kumtaşı akiferindeki toksik kimyasal bileşiklerin davranışını inceleyen çalışmalardan şu veriler elde edilmiştir: gözeneklilik %10, ortalama doğrusal hız 0,1 cm/gün ve dağılım katsayısı 75 m*l*/g'dır. Bileşik ile kirlenmiş zonun ağırlık merkezinin hareket hızını bulunuz.

11. Toksik sıvı atıkların depolanması amacıyla inşa edilecek bir lagünün yer seçimi sırasında yapılan hidrojeolojik çalışmalar sahadaki hidrolik eğimin aşağı doğru olduğunu göstermektedir. Su tablasının yüzeyden derinliği 4 m'dir. Yüzeyden 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40 ve 50 m derinliklerdeki piyezometrelerden alınan örneklerdeki trityum konsantrasyonları 75, 81, 79, 250, 510, 301, 50 ve 10 trityum birimidir. Saha Kuzey Amerika'nın iç kesimlerinde bir yerdedir. Piyezometreler kalın bir şeyl içine

yerleştirilmiştir. Trityum verilerini yorumlayınız. Şeylin geçirgenliği hangi mertebededir?

12. Bir kumtaşı akiferinde 25 ^{0}C'da yer altı suyunun kimyasal özellikleri şu şekildedir (mg/*l*): K^+=12, Na^+=230, Ca^{+2}=350, Mg^{+2}=45, HCO_3^-=320, Cl^-=390 ve SO_4^{-2}=78; pH: 7,6. F^- suya akiferdeki minerallerden sağlanmakta ve F^- konsantrasyonunda da sınırlama yoktur. Çözünürlük kısıtlamaları F^- konsantrasyonunu içme suyu için belirlenen sınırın altında tutabilecek midir? Açıklayınız.

13. Bir foseptik sisteminden sızan sıvılar çakıldan oluşan bir serbest akifere süzülmektedir. Yeraltı suyuna karışma olduğunda akiferin kirlenen kısmındaki inorganik bileşenler şu şekildedir (mg/*l*): K^+=3,1, Na^+=106, Ca^{+2}=4,2, Mg^{+2}=31, HCO_3^-=81, Cl^-=146 ve SO_4^{-2}=48; pH: 6,3, *Eh*=–0,1V, DO=0, sıcaklık: 23 ^{0}C. Dengenin oluştuğunu ve mineral çökelme-çözünme reaksiyonlarının çözünmüş inorganik fosfor konsantrasyonunu kontrol ettiğini varsayarak (a) fosfor konsantrasyonuna çözünme kısıtlaması getiren minerali, (b) inorganik fosforun egemen çözünmüş türlerini, (c) çözünmüş fosforun denge konsantrasyonunu belirtiniz.

14. İç çapı 10 cm olan bir kuyuda kuyu seyreltme deneyi yapılmıştır. İzleyicinin uygulandığı pakerle izole edilmiş aralığın boyu 100 cm'dir. 2 saat sonra izleyicinin konsantrasyonu başlangıç değerinin yarısına azalmaktadır. Formasyondaki akış yatay olup, kuyuda kum veya çakıl paketlenmesi söz konusu değildir. İzleyici de reaktif olmayan ve radyoaktif olmayan türden olduğuna göre formasyonun ortalama doğrusal hızını hesaplayınız.

15. Yatay, izotrop, basınçlı bir kireçtaşı akiferinde açılan sıvı atık enjeksiyon kuyusu aşağıdaki şartlarda çalışmaya başlamıştır: kalınlık=10 m, ikincil gözeneklilik=%0,1, yığınsal hidrolik iletkenlik=5×10^{-5} m/s, özgül depolama=10^{-6} cm^{-1}. Enjeksiyon hızı ise 100 *l*/dak'dır.
    (a) Potansiyometrik tümseğin cephesi 1 ay sonra enjeksiyon kuyusundan ne kadar uzakta olacaktır?
    (b) Kirlenme cephesi 1 ay sonra enjeksiyon kuyusundan ne kadar uzakta olacaktır? Bölgesel yeraltı suyu akışı ve dispersiyonun etkilerini ihmal ediniz. Akiferin homojen ve kireçtaşının birincil geçirgenliğinin ihmal edilebilir olduğunu kabul ediniz.

16. Bir serbest akiferde yapılan çalışmalar sığ bir zondaki oksijenin 2-6 mg/*l*; ve çözünmüş NO_3^-'ün de 30-50 mg/*l* arasında olduğunu göstermektedir. NO_3^-'ın kaynağı gübredir. Bu zonun altındaki çözünmüş oksijen ve NO_3^- ölçülme sınırının altındadır. Hidrolik yük verileri yeraltı suyu akışının yukarıdan aşağı doğru olduğunu göstermektedir. Akiferdeki suyun tamamı çok gençtir. Suyun akiferde aşağı doğru akışı sırasında NO_3^-'daki büyük azalımı hesaba katan bir

hidrokimyasal hipotez öne sürünüz. Hipotezinizi test etmek için başka hangi veriler gereklidir?

17. Kışın meydana gelen buzlanma problemlerini önlemek için bir karayoluna saçılan tuz (sadece NaCl) karayolu yakınındaki sığ bir akiferde kirlenmeye neden olmuştur. Şahıs kuyularında yapılan Cl^- gözlemleri daha önceden yumuşak olan suların Cl^-'deki artıştan sonra sertleştiğini göstermiştir. Sertlikteki bu büyük artış yoldaki tuz uygulamasına atfedilebilir. Sertlikteki artışı açıklayan jeokimyasal bir hipotez oluşturunuz.

18. Kuvars, feldispat ve az miktarda kil içeren derin bir kumtaşı akiferindeki doğal suyun bileşimi şu şekildedir (mg/*l*): K^+=18, Na^+=850, Ca^{+2}=41, Mg^{+2}=120, HCO_3^-=820, Cl^-=470 ve SO_4^{-2}=1150; pH: 8,1. Bir kuyu vasıtasıyla akifere bol miktarda çözünmüş organik madde içeren atık suyu uygulanır. Enjeksiyon başladıktan sonra enjeksiyon kuyusunun yakınında bulunan gözlem kuyularında bol miktarda H_2S ve CH_4 tespit edilmiştir. Atık enjeksiyonundan önce gözlem kuyularında ölçülebilecek düzeyde H_2S ve CH_4 bulunmamaktadır. Akifere enjekte edilen atıkta bu gazlardan yoktur. Gözlem kuyularında H_2S ve CH_4 oluşumunu hesaba katan bir jeokimyasal hipotez oluşturunuz. Suyun pH'sinde artış mı yoksa azalma mı olur? Uygun kimyasal denklemlerin de yardımıyla açıklayınız.

19. Astarsız bir lagün ikincil kanalizasyon arıtma tesisinde üretilen suyla aralıklı olarak beslenmektedir. Sudaki majör iyonların (K^+, Na^+, Ca^{+2}, Mg^{+2}, Cl^-, SO_4^{-2} ve HCO_3^-) konsantrasyonları orta düzeyde ve NH_4^+, bakteri ve organik madde bileşenleri de önemli sayılabilecek düzeydedir. Arıtılmış kanalizasyon atığı lagünden aşağıdaki kumlu akifere doğru süzülmektedir. Yeraltı suyu kimyasında yapay boşalım sisteminin neden olduğu değişimi gözlemek için kullanılan gözlem kuyuları, akiferin kirlilikten etkilenen kısmındaki toplam sertlik, nitrat ve çözünmüş inorganik karbon konsantrasyonlarının akiferdeki doğal düzeylerin çok üzerinde olduğunu göstermektedir. Akiferde bakteriye rastlanmamıştır. NH_4^+ konsantrasyonları çok düşüktür. Suyun bu kimyasal karakteristiklerini açıklayınız. Açıklamanızda uygun kimyasal denklemleri kullanınız.

20. Kömürün açık ocak şeklinde işletildiği bir bölgede işletme sırasında ortaya çıkan kömürsüz jeolojik malzemeler arazi geri kazanım programının bir parçası olarak kömürün alındığı alanlara yerleştirilmektedir. Atılan bu malzemenin ortalama gözenekliliği %30, ortalama doygunluk derecesi de %40'dır. Boşluklardaki su ve kapanlanmış havanın göç etmediğini varsayarak ve boşluklardaki su ve havadaki tüm oksijenin piritin oksidasyonu ile tüketildiğini kabul ederek aşağıdaki hesaplamaları yapınız:
    (a) Gözenek suyunun SO_4^{-2} içeriği.
    (b) Gözenek suyunun pH'si (herhangi bir karbonat minerali tamponlaması olmadığını kabul ediniz).

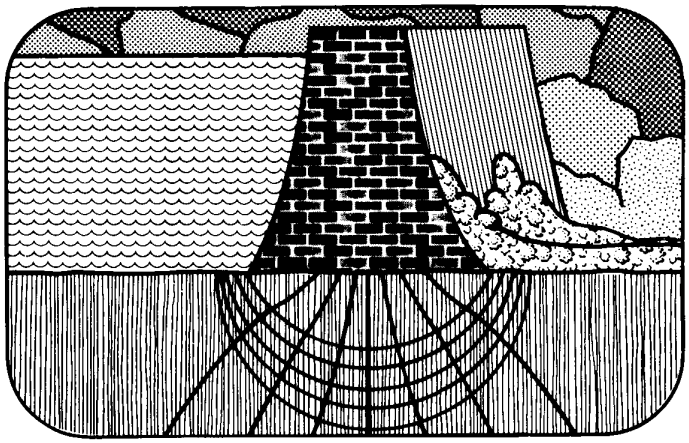
(c) Atık örtüde pirit oksidasyonu ile üretilen asidi nötralize etmek için gerekli kalsit miktarı (ağırlık yüzdesi).

(d) Oksidasyon reaksiyonu ile üretilen tüm oksijeni tüketmek için gerekli pirit miktarı.

(e) (c) ve (d) şıklarında bulunan kalsit ve pirit miktarları jeolojik birimlerde normal inceleme yöntemleri ile tespit edilebilecek düzeyde midir?

BÖLÜM 10

Yeraltı Suyu ve Jeoteknik Problemler



10.1 Gözenek Basıncı, Heyelanlar ve Şev Duraylılığı

Heyelanlar devamlı olarak merak ve ilgi odağı olmuştur. Deprem ve volkanlarla beraber beşerî faaliyetlere önemli müdahalesi olan doğal jeolojik olaylardandır. Bu bölümde heyelanların oluşumunda yeraltı suyunun rolünü ele alacağız. Altbölüm 11.1'de bu rolün kavramsal olarak deprem oluşumuna benzer olduğunu göreceğiz.

Heyelanlar gerek jeomorfologlar ve gerekse jeoteknik mühendisleri için önemli bir ilgi alanıdır. Jeomorfoloğu ilgilendiren, heyelanın arazi şekli oluşumunda oynadığı roldür. Jeoteknik mühendisi açısından ise, yamaç duraysızlığı türü tehlikeler spektrumunda bulunan ve mühendislik tasarımında mutlaka hesaba katılması gereken uç bir olaydır. Jeoteknik mühendisi çoğu zaman karayolu yarmaları, toprak dolgu barajları veya açık maden işletmelerindeki küçük ölçekli şevlerin analiziyle ilgilenir.

Şev duraylılık analizindeki kavramlar ve yenilme mekanizmaları doğal ve yapay yamaçların ikisine de uygulanır. Çok büyük ve yıkıcı heyelanlar ile küçük sedde kaymaları için eşit derecede geçerlidir. Bu altbölümün ana temasını oluşturan yeraltı suyu şartlarının etkisi tüm durumlar için aynıdır. *Zemin* şevleri ile *kaya* şevlerinin analizi arasında bazı farklılıklar vardır. Aşağıda sınır denge tekniklerinin esasına dair özet bilgiler verilmiştir. Yeraltı suyunun bu iki jeoteknik ortamın her birindeki etkisi ayrı başlıklar altında verilmiştir.

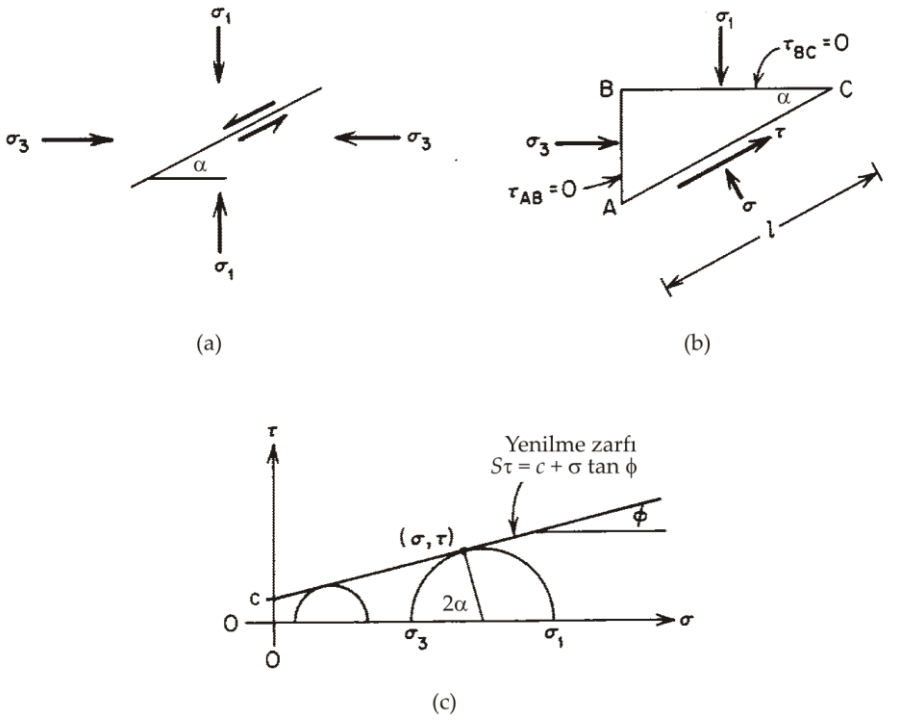
Burada, çok geniş bir literatürün son derece özet bir takdimi yapılmaya çalışılacaktır. Konu ile ilgili kavramların çoğunun kökeni Terzaghi (1950)'nin heyelan mekanizmalarının klasik analizine dayanır. Zaruba ve Mencl (1969) tarafından yazılan kitapta temel konu, büyük heyelanların mühendislik jeolojisi özellikleri üzerinedir. Carson ve Kirkby (1972) tarafından yazılan bir diğeri ise, daha çok jeomorfolojik ilişkilerini ele almıştır. Eckel (1958), Coates (1977) ve Schuster ve Krizek (baskıda) yamaç duraylılığı mühendisliğinin kapsamlı bir değerlendirmesini yapmışlardır. Yakın geçmişte Hoek ve Bray (1974) tarafından yazılan kitap ise, kaya şev mühendisliği

üzerinedir. Terzaghi ve Peck (1967) gibi standart zemin mekaniği kitapları konuyu biraz daha ayrıntılı şekilde ele almıştır. Literatürde sıvı basıncının önemine dair sayısız çalışma vardır fakat, bunların tamamında yamaçlardaki yeraltı akışının dengeli ve dengesiz rejim paternleri ele alınmamıştır.

Analizimize düzlemsel yüzeyler üzerindeki yeraltı hareket mekanizmalarını inceleyerek başlayacağız.

Mohr Coulomb Yenilme Teorisi

İlk iş olarak belirli bir derinlikte ve iyi tanımlanmış bir zayıflık düzlemi üzerindeki yenilme kriterini ele alalım. *Maksimum asal gerilmenin* (σ_1) düşey yönde, *minimum asal gerilmenin* (σ_3) de yatay yönde olduğu bir bölgesel gerilme alanında bulunan böyle bir düzlemi [Şekil 10.1(a)] göz önüne alalım. *Suyun olmadığı durumda* bu düzleme etkiyen kesme gerilmesi (τ) ile normal gerilmeyi (σ) bulmak için Şekil 10.1(a)'da gösterilen durum Şekil 10.1(b)'deki serbest cisim diyagramı şekline dönüştürülebilir. Asal gerilmelere paralel olan düzlemler üzerindeki kesme gerilmeleri sıfır olup, yatay ve düşey yönlerdeki kuvvetlerin dengede olması şartından aşağıdaki ifadeler elde edilir:



Şekil 10.1 Bir bölgesel gerilme sistemindeki bir zayıflık düzlemi üzerinde gerilme dengesi ve Mohr dairesi ile gösterimi.

$$\sigma_3 l\sin\alpha - \sigma l\sin\alpha + \tau l\cos\alpha = 0 \tag{10-1}$$

$$\sigma_1 l\cos\alpha - \sigma l\cos\alpha - \tau l\sin\alpha = 0 \tag{10-2}$$

(10-1) ve (10-2) eşitliklerinin çözümünden σ ve τ aşağıdaki gibi bulunur:

$$\sigma = \frac{\sigma_3 \sin^2\alpha + \sigma_1 \cos^2\alpha}{\cos^2\alpha + \sin^2\alpha} \tag{10-3}$$

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)\sin\alpha\cos\alpha \tag{10-4}$$

Trigonometrik kuralların (10-3) ve (10-4) eşitliklerine uygulanmasıyla Mohr dairelerine ait genel formüller [Şekil 10.1(c)] elde edilir:

$$\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\cos 2\alpha \tag{10-5}$$

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\sin 2\alpha \tag{10-6}$$

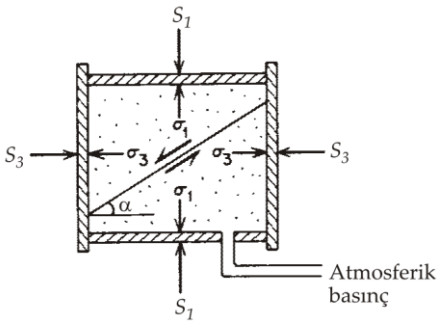
Düzlem üzerine etkiyen kesme gerilmesi (τ) düzlemin kesme dayanımını (S_τ) aştığı zaman hareket meydana gelir. Kesme dayanımı genellikle ampirik Mohr-Coulomb yenilme yasası şeklinde ifade edilir:

$$S_\tau = \mathrm{c} + \sigma\tan\phi \tag{10-7}$$

Burada σ : yenilme düzleminin tamamında etkin olan ve (10-5) eşitliği ile verilen normal gerilme, *c*: *kohezyon* (sıfır çevre basıncı, yani $\sigma = 0$, altındaki kayma dayanımı) ve ϕ: *içsel sürtünme açısıdır*.

Mohr-Coulomb yenilme teorisi, içinde daha önceden yenilme düzlemi mevcut olmayan zemin ve kayadaki yenilme mekanizmasını tanımlamak için de kullanılabilir. Sözgelimi zemin ve kaya mekaniğinde çokça kullanılan standart üç eksenli deney düzeneği türünü (Şekil 10.2) göz önüne alınız. Kuru, homojen bir zemin veya kayaya sabit bir hücre basıncı (S_3) uygulanırken düşey yönde de bir basınç (S_1) uygulanırsa numune içinde gelişen iç gerilmeler $\sigma_3 = S_3$ ve $\sigma_1 = S_1$ şeklinde olacaktır. S_1'in arttırılması halinde numune belirli bir σ_1 gerilmesinde ve belirli bir α açısıyla kırılacaktır. Deneyin değişik hücre basınçlarında (σ_3) tekrarlanması halinde yenilme şartlarında deneysel olarak elde edilecek σ_1 ve σ_3 veri çiftlerinden Şekil 10.1(c)'dekine benzer Mohr daireleri çizilebilir. (10-7) eşitliği bu durumda bir zemin veya kaya için deneysel olarak elde edilen yenilme zarfının denklemi olarak düşünülebilir. Yenilme açısı α ile içsel sürtünme açısı ϕ arasındaki ilişki grafiksel olarak Şekil 10.1(c)'den $\alpha = 45^o - \phi/2$ olarak tanımlanabilir. Bir saha için şev duraylılık analizinde yamacı oluşturan zemin veya kayaların *c* ve ϕ değerleri laboratuvarda üç eksenli basınç deney düzeneğinde yukarıda

tanımlandığı şekilde ölçülmelidir. Yenilmenin çatlaklı kayadaki bir eklem düzlemi gibi belirli bir yüzey üzerinde olması bekleniyorsa, c ve ϕ değerleri kaya-kaya ara yüzeyini temsil etmeli ve böyle bir özelliği içeren numune üzerinde yapılmalıdır. Zemin veya kaya içinde daha önceden belirlenmiş bir yenilme düzlemi mevcut değil ise, c ve ϕ değerleri homojen bir numune üzerinde ölçülmelidir. Şekil 10.1(c)'den de açıkça görüleceği gibi, yüksek c ve yüksek ϕ değerlerinin ikisi de kesme dayanımının yüksek olmasına ve yenilme ihtimalinin de azalmasına neden olur. Kum ve çatlaklı kayalar için $c \to 0$ ve malzemenin dayanımı tamamen ϕ teriminden kaynaklanır. Killerde $\phi \to 0$ ve dayanımın neredeyse tamamı kohezyondan ileri gelir.



Şekil 10.2 Drenajlı üç eksenli deneyin laboratuvar düzeneğinin şematik gösterimi.

Aşağıdaki paragraflarda kuru zemin ve kayalardaki yenilme mekanizmaları tanımlanmıştır. Bizim için asıl ilgi alanı, yeraltı suyu bakımından doymuş malzemelerdir. Daha önceden mevcut olan veya yenilmenin olması beklenen düzlem üzerinde su varsa ve bu su da basınç (p) altında ise, o zaman efektif gerilme prensibi uygulanmalıdır. Şekil 10.1(b)'deki normal gerilme (σ) efektif gerilme ($\sigma_e = \sigma - p$) ile değiştirilmelidir. O zaman yenilme yasası da şu şekilde olur:

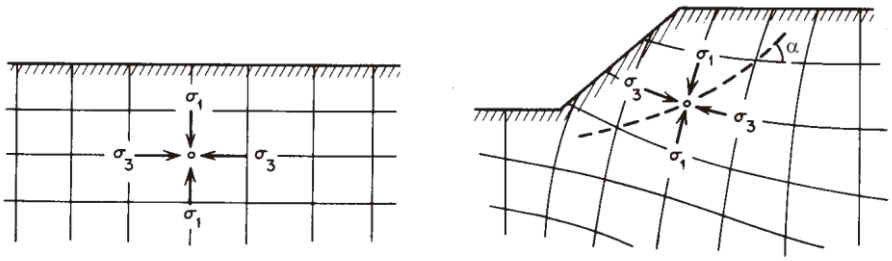
$$S_\tau = c' + (\sigma - p)\tan\phi' \qquad (10\text{-}8)$$

Burada c ve ϕ üzerindeki kesme işaretleri bu mekanik özelliklerin, doygun şartlardaki "drenajlı" deneylerde tanımlanması gerektiğini belirtir. Bir drenajlı deneyde artan düşey basıncın etkisiyle numuneden kaçmaya zorlanan suyun Şekil 10.2'de görüldüğü gibi atmosfere (dışarı) drene olmasına izin verilir. Drenaja izin verilmeyen durumda numune hücre içindeki sıvı basıncı takip edilir ve $\sigma_1 = S_1 - p$ ve $\sigma_3 = S_3 - p$ olur. (10-8) eşitliğinden de anlaşıldığı gibi, artan sıvı basınçları yenilme düzlemlerindeki kesme dayanımını azaltma eğilimindedir.

Şev Duraylılık Analizinde Sınır Denge Yöntemleri

İçinde daha önceden herhangi bir yenilme düzlemi olmayan homojen bir zemindeki gerilme şartlarını göz önüne alınız. Düz arazide yüzeye yakın kesimde [Şekil 10.3(a)] örtü malzemesinin ağırlığından kaynaklanan maksimum asal gerilmenin

(σ_1) yönü düşey ve minimum asal gerilmenin (σ_3) yönü de yataydır. Diğer taraftan, bir şev veya yamaç içindeki gerilme dağılımı Şekil 10.3(b)'deki gibi eğiktir. Şekilde görüldüğü gibi, bu gerilme paterninin bir sonucu olarak, σ_3 yönü ile $\alpha = 45^o - \phi/2$ açı yapan potansiyel kayma yüzeyi eğriseldir. Zemin mekaniğinde bu potansiyel kayma düzlemlerine *kayma dairesi* veya *kayma yüzeyi* denir. Şev duraylılık analizindeki sınır denge yaklaşımında belirli bir şev içinde keyfî olarak birkaç tane potansiyel kayma yüzeyi seçilir. Her kayma yüzeyi için Mohr-Coulomb yenilme kriteri kullanılarak denge analizi yapılır. Daha sonra ise, kayma yüzeyi üzerindeki kayma *dayanımının* kayma yüzeyi üzerindeki kesme ger*ilmesine* oranı olarak tanımlanan emniyet katsayısı (F_S) hesaplanır. $F_S > 1$ ise, analizi yapılan kayma yüzeyi için şev duraylı olarak değerlendirilir. F_S değeri en küçük olan yüzey en muhtemel kayma düzlemi olarak değerlendirilir. Bu düzlemin $F_S \leq 1$ ise, yenilme söz konusudur.



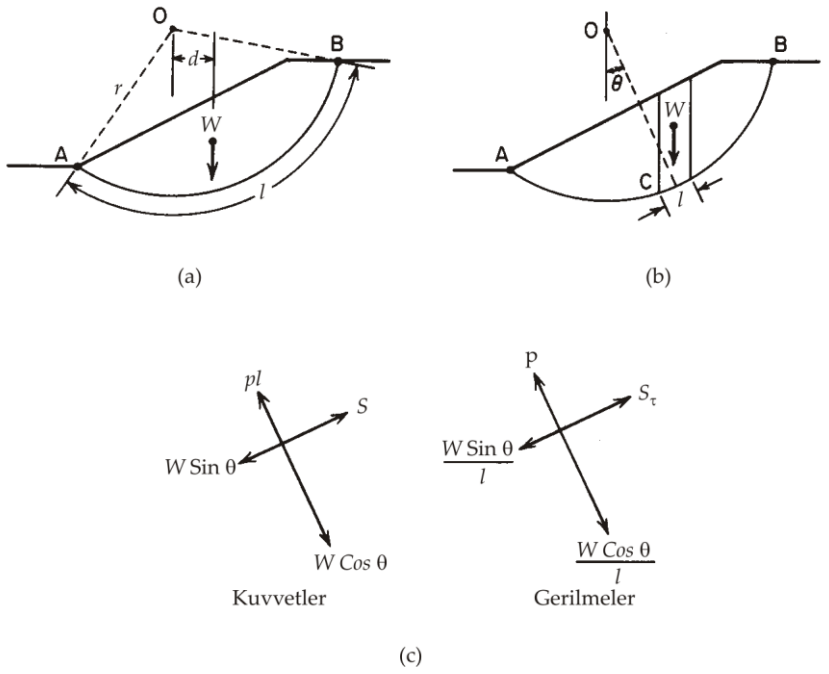
Şekil 10.3 Asal gerilmelerin yönelimi. (a) Düz arazi altında; (b) şevlere komşu durumda.

İçsel sürtünme açısı sıfıra yaklaşan homojen, izotrop bir kil zemini göz önüne alınız. Böyle durumlarda zeminin kayma dayanımı tamamen kohezyonun (c) bir neticesidir ve Mohr-Coulomb yenilme yasası [(10-7) eşitliği] $S_\tau = c$ basit şekline indirger. Böyle zeminlerde kayma yüzeyi yaklaşık olarak bir daire ile temsil edilebilir [Şekil 10.4(a)]. Bu durumdaki emniyet katsayısı, O noktasına göre karşı koyan momentlerin kaydırıcı momentlere oranıdır. Kaydıran kuvvet çok basit olarak potansiyel kaymanın ağırlığı (W); karşı koyan kuvvet de A ve B noktaları arasındaki l uzunluğu boyunca etkiyen kohezyonlu dayanımdır. Bu basit durum için:

$$F_S = Wd/(clr) \tag{10-9}$$

Daha karmaşık durumlar için daha ileri bir analiz yöntemine gerek vardır ve bu da *geleneksel dilim metodu* ile yapılır. Bu yöntem, düzensiz geometrili ve c ile ϕ'nin (veya c' ile ϕ' nün) değişken olduğu kayma yüzeylerine uygulanabilir. Bu yöntem ile, doygun şevlerde kayma yüzeyi boyunca zemin dayanımını azaltan sıvı basınçlarını (veya şev duraylılık literatüründe yaygınca bilindiği şekliyle gözenek basınçlarını) hesaba katan efektif gerilme prensibini uygulamak da mümkündür. Geleneksel yöntemde kayması muhtemel kütle bir dizi düşey dilime bölünür. Şekil 10.4(b)'de

münferit bir dilimin geometrisi ve Şekil 10.4(c)'de ise kayma düzleminin tabanında bulunan *C* noktasındaki kuvvet dengesi ile gerilme dengesi görülmektedir. *C* noktasındaki kesme gerilmesi $(W\sin\theta)/l$ ve kayma dayanımı S_τ daha önce olduğu gibi,



Şekil 10.4 (a) Dairesel yay ve (b) geleneksel dilim yöntemi ile şev duraylılık analizi; (c) C noktasına etkiyen kuvvetler.

$$S_\tau = c' + (\sigma - p)\tan\phi' \tag{10-10}$$

bağıntısıyla verilir. $\sigma = (W\cos\theta)/l$ olduğunda (10-10) eşitliği,

$$S_\tau = \frac{c'l + (W\cos\theta - pl)\tan\phi'}{l} \tag{10-11}$$

şekline döner ve emniyet katsayısı da aşağıdaki gibi olur:

$$F_S = \frac{\sum_A^B \left[c'l + (W\cos\theta - pl)\tan\phi'\right]}{\sum_A^B W\sin\theta} \tag{10-12}$$

Geleneksel dilim metodu Bishop (1955) tarafından daha da geliştirilmiştir. Bishop, dilim sınırlarında iki dilim arasındaki etkileşimlerden ileri gelen yatay ve düşey

gerilmelerin de hesaba katılması gerektiğini tespit etmiştir. Bu durumda ortaya çıkan F_S denklemi (10-12) eşitliğinden daha karmaşık olmakla beraber, esas itibariyle aynıdır [Carson ve Kirkby (1972)'da basit bir şekli bulunabilir]. Bishop ve Morgenstern (1960), Bishop dilim yöntemini sadeleştiren bir dizi abak ve grafikler hazırlamıştır. Morgenstern ve Price (1965), Bishop yöntemini daha da genelleştirmiştir. Düzensiz şekilli yamaçlar ve homojen olmayan ortam için geliştirdikleri teknik, bilgisayar programı da yapılmış şekilde geniş bir kullanım alanı bulmuştur. Karmaşık yamaç duraylılık analizi problemlerinin rutin analizlerini yapan bilgisayar programları yaygın olarak kullanılmaktadır.

Sınır denge yöntemini bir yamaç veya şeve bilgisayar yoluyla veya elle uygulamada temel yaklaşım, yamaç malzemesinin c' ve ϕ' değerlerinin ölçülmesi; dilimler için W, l, θ ve p'nin hesaplanması ve analizde göz önüne alınan değişik kayma yüzeyleri için F_S'nin hesaplanmasıdır.

Gerekli veriler arasında muhtemelen en kritik olanı potansiyel kayma yüzeyleri boyunca gözenek basıncıdır (p). Ekonominin elverdiği durumlarda potansiyel kayma yüzeyine kadar inen piyezometreler yerleştirilebilir. Bu şekilde ölçülen hidrolik yükler (h),

$$p=\rho\, g(h-z) \tag{10-13}$$

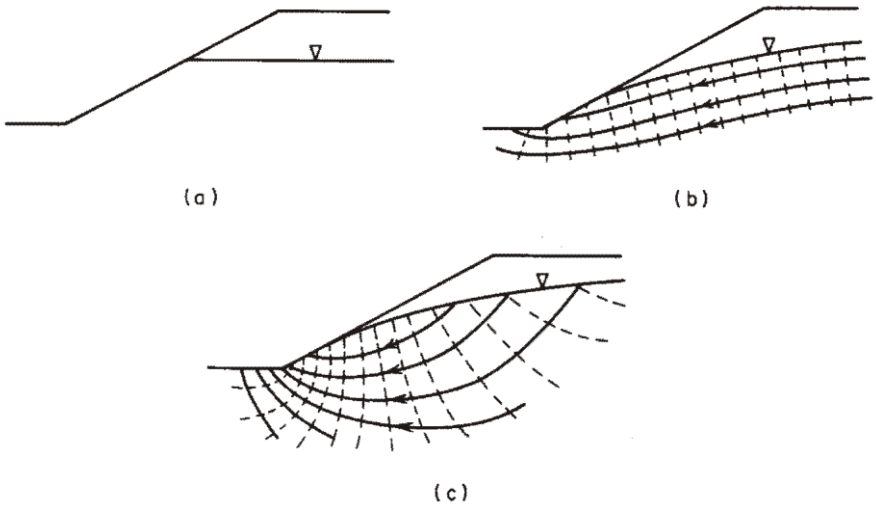
genel bağıntısıyla gözenek basıncına dönüştürülebilir. Burada, z: piyezometreye su girişinden itibaren kot değeridir. Ancak, arazi ölçümü yapmak çoğu durumda mümkün olmayabilir. Bize düşen, yamaç duraylılık analizinin gerekleri ışığında yamaçların hidrojeolojisini yeniden incelemektir.

Yeraltı Suyu Şartlarının Zeminlerdeki Yamaç Duraylılığına Etkisi

Bir yamaçtaki hidrolik yükler (ve gözenek basınçları) orada mevcut olan dengeli veya dengesiz yeraltı suyu akış sistemini yansıtır. Su tablası konfigürasyonu ve zemin türlerinin dağılımı makul olarak ortaya konabilirse, 6. Bölümdeki açıklamalara dayalı olarak akım ağı oluşturmak suretiyle veya analitik, geçirgenlik veya analog benzetişimler yardımıyla potansiyel kayma yüzeyleri boyunca gözenek basıncı dağılımını kestirmek mümkündür.

Patton ve Hendron (1974) genellikle statik durumdan kaynaklananlarda [Şekil 10.5(a)] olduğu gibi veya doğal yamaçlarda çok nadir olarak gelişen "toprak baraja" ait akım ağında [Şekil 10.5(b)] olduğu gibi, jeoteknik şev duraylılık analizlerinde yanlış gözenek basıncı dağılımlarının kullanıldığını belirtmişlerdir. Homojen, izotrop malzemeler için daha gerçekçi bir dengeli rejim akış paterni Şekil 10.5(c)'deki gibidir. Karmaşık yamaçlar ve su tablası konfigürasyonları için veya daha karmaşık zemin konfigürasyonları için dengeli rejim akım ağı çizme teknikleri sızma yüzeyini hesaba katan da dahil olmak üzere 5. Bölümde jeoteknik mühendisinin kullanımına sunulmuştur. Emniyet katsayısı 1'e yaklaşan yamaçta, Şekil 10.5'de verilen yamaç içi akış sistemlerini seçmek suretiyle bulunan gözenek basıncı dağılımındaki farklılıklar,

analiz sonucunun duraylı veya duraysız olduğu konusunda son derece belirleyici olabilir.



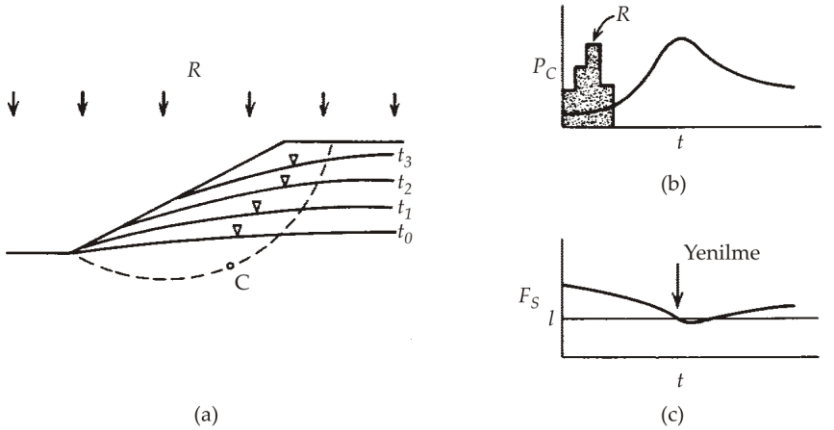
Şekil 10.5 Şevlerde yeraltı suyu akış sistemleri. (a) Statik; (b) genel olarak kabul edilen fakat yanlış olan akış sistemi; (c) şevlerdeki tipik akış sistemi (Patton ve Hendron, 1974'den).

Şev duraylılık analizindeki gözenek basıncı dağılımının belirlenmesinde dengeli bir akım ağının kullanılması gerekiyorsa, akım ağı en kritik durum (yani su tablasının mümkün olan en yüksek pozisyonu) için geliştirilmelidir. Su tablası konfigürasyonu hakkında çok az şey bilinen yerlerde, yapılabilecek en muhafazakar varsayım, su tablasını zemin yüzeyi ile özdeş almaktır.

Şekil 10.5(c)'de gösterilen lokal akım ağı durumundaki gibi bazı durumlarda, su tablası tam yüzeyde olsa bile, yamaç içindeki gözenek basınçları olduğundan daha küçük değerler elde edilebilir. Sözgelimi, tasarlanmış şevin derin bir vadide ve çok daha uzun bir yamacın tabanında bulunması halinde, yamacın tamamı bir bölgesel boşalımın parçası olabilir ve orada anormal derecede yüksek basınçlar oluşabilir. Böyle durumlardaki yamaç duraylılık analizi için bölgesel yeraltı suyu akış sistemlerinin hesaba katılması uygun olabilir.

Altbölüm 6.5'de tepe yamaçlarındaki yeraltı hidrolojik sistemlerinin çok ender durumlarda basit olduğunu ve çok ender durumlarda dengeli rejimde bulunduklarını öğrenmiştik. Tepe yamacının sözgelimi bir yağışa hidrolojik tepkisi, hesaplanması her ne kadar çok zor olsa da, su tablası yükselimine yol açan karmaşık, dengesiz ve doygun-doygun olmayan etkileşimleri içerir. Yükselim miktarı, yükselim süresi ve yağış olayı ile bunun sonucundaki su tablası yükselimi arasındaki zamansal gecikme; yamaç konfigürasyonu, yağış süresi ve şiddeti, başlangıçtaki nem şartları ve yamaç malzemesinin doygun-doygun olmayan hidrojeolojik özelliklere bağlı olarak son derece değişebilir.

Şekil 10.6(a)'daki yamacı göz önüne alınız. R yağışına bağlı olarak t_o, t_1, t_2, . . . döneminde yükselen su tablası, potansiyel kayma yüzeyinin üzerindeki C noktasında [Şekil 10.6(b)] zamanın fonksiyonu olarak artan gözenek basınçlarına (p_c) yol açacaktır. Geniş alana yayılmış bir yağış sırasında küçük bir yamaçta olduğu gibi, kayma yüzeyinin tamamı boyunca gözenek basınçlarının yükselmesi halinde, emniyet katsayısı (F_S) zamanla azalacaktır [Şekil 10.6(c)]. F_S 1'in altına düştüğü zaman yenilme meydana gelir. Yamaç yenilmelerinin çoğunlukla yağışlı sezonlarda veya şiddetli yağış ya da kar erime olaylarından sonra meydana gelmesi yaygın bir gözlemdir (Terzaghi, 1950). Böyle yenilmeleri tetikleyen mekanizma potansiyel kayma yüzeyleri boyunca gözenek basınçlarının artmasıdır.



Şekil 10.6 (a) Su tablasının bir şeve düşen yağış sırasındaki dengesiz pozisyonu; (b) bir yağış döneminde ve sonrasında C noktasındaki gözenek basıncı; (c) bir yağış döneminde ve sonrasında zamanın fonksiyonu olarak emniyet katsayısı.

Yeraltı Suyu Şartlarının Kayalardaki Yamaç Duraylılığına Etkisi

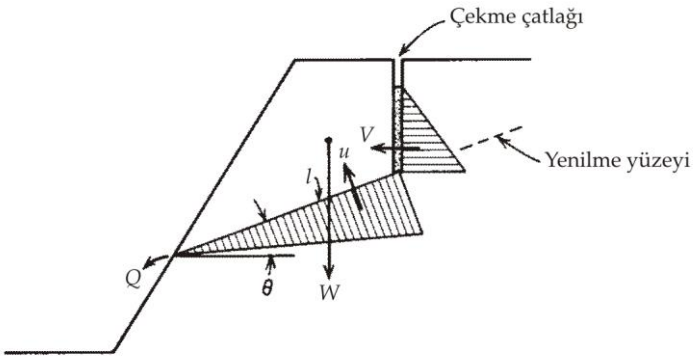
Kaya yamaçlar duraylılık analizi amacıyla üç sınıfa ayrılabilir: (1) masif kayalar, (2) küçük ve az sayıda çatlak içeren kayalar, ve (3) ileri derecede çatlaklı kayalar. Birinci kategorideki kayalara doğada çok ender durumlarda rastlanır. Çoğu kaya mekaniği kitaplarında böyle çatlaksız kayalarda oluşan yamaçların çok yüksek ve eğimlerinin de düşey olduğu belirtilmiştir (örnek olarak bkz. Jaeger, 1972). Böyle kayalarda sıvı basınçlarının önemli bir rolü olmadığı gayet açıktır.

Üçüncü kategoride verilen çok çatlaklı kayanın yamaç duraylılık analizi zeminlerinkinden çok farklı değildir. Böyle yamaçlarda potansiyel kayma yüzeyini daire şeklinde tanımlamak mümkündür ve kayma yüzeyi üzerindeki gözenek basıncının kestirilmesinde genel akım ağı yaklaşımı geçerlidir.

Geriye, oldukça geniş aralıklı, az sayıda fakat iyi gelişmiş çatlak paterninden oluşan kaya yamaçları kalmıştır. Kaya mekaniğinde yakın geçmişteki araştırmaların çoğu bu tür jeolojik ortamların yamaç duraylılık analizi üzerine yoğunlaşmıştır (Jaeger,

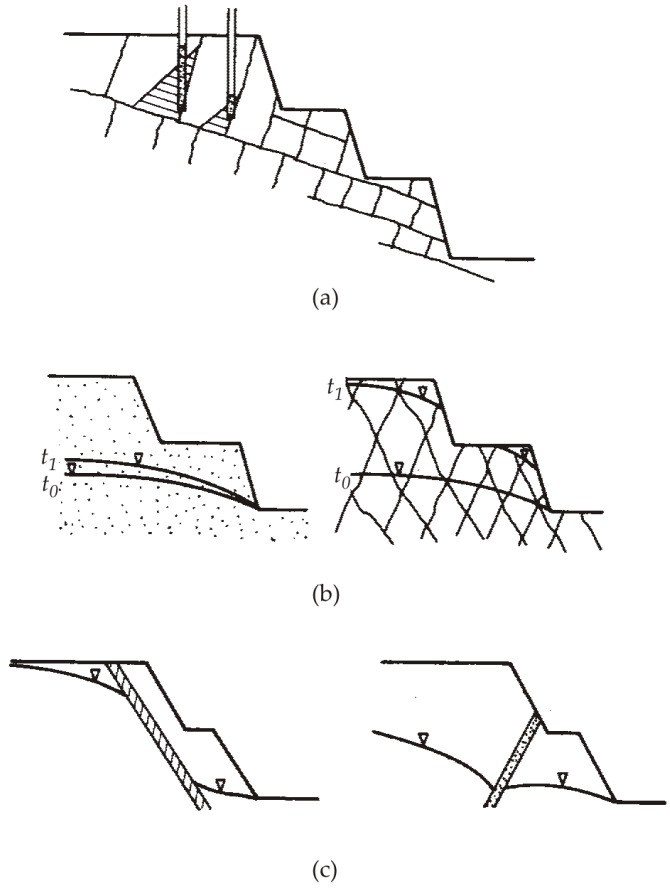
1971; John, 1968; Londe vd., 1969; Patton ve Hendron, 1974; Hoek ve Bray, 1974). Bir örnek olması bakımından, Şekil 10.7'deki basit bir potansiyel kama kaymasını göz önüne alınız. Analize konu olan kaya bloğunun sınırları, kayma dayanımı c' ve ϕ' ne bağlı olan düzlemsel bir taban eklemi ve kayma dayanımı sıfır olan düşey bir eklemden oluşmaktadır. Bu basit çatlak sisteminde dengeli "akış sisteminin" mevcut olması halinde düşey eklemdeki su yüksekliği, şekildeki gibi bir seviyede kalır ve eklem yüzeyi de doygundur (eklemin yamaç yüzeyini kestiği yerde belirli bir debisi olan muhtemelen küçük bir kaynak vardır). Gözenek basıncı dağılımları şekildeki gibi olacaktır ve kaya kamasının duraylılığına karşı etkiyen bileşke gözenek basınçları U ve V olarak gösterilen şekildedir. Hoek ve Bray (1974) böyle durumlardaki emniyet katsayısını aşağıda verilen ilişki ile hesaplamaktadır:

$$F_s = \frac{c'l + (W\cos\theta - U - V\sin\theta)\tan\phi'}{W\sin\theta + V\cos\theta} \qquad (10\text{-}14)$$



Şekil 10.7 Bir kaya kamasının şev duraylılık analizi (Hoek ve Bray, 1974'den).

Burada üzerinde durmamız gereken, bu tür kaya yamaçlarındaki gözenek basınç dağılımlarının karakteri ve buradaki yeraltı suyu akış sisteminde benzeri geometrideki zemin yamaçlara göre meydana gelen farklılıklardır. Patton ve Deere (1971) bu konuda iki önemli görüş bildirmiştir. Birincisi, münferit yapısal özelliklerin etkisi altındaki eklemli yamaçlarda [Şekil 10.8(a)] gözenek basıncı dağılımlarının çok düzensiz olabileceğidir. İkincisi de, zeminlerdeki gözenekliliğe (%20-50) kıyasla çatlaklı kayanın gözenekliliğinin son derece küçük (%0-10) olduğudur. Bu durum, yağış veya kar erimesinin bir sonucu olarak çatlaklı kaya yamaçlarında su seviyelerinde çabuk ve büyük değişimlere neden olur [Şekil 10.8(b)]. Bu nedenle, belirli bir yağış durumunda kaya yamaçlarda oluşan gözenek basıncı artışı zemin yamaçlardakine göre daha büyüktür. Yağış olaylarının yamaç yenilmesini tetikleyici olarak potansiyel kapasitesi de kaya yamaçlarda daha büyüktür. Lumb (1975) ve Bjerrum ve Jorstad (1964) bozuşmuş ve bozuşmamış kaya yamaçlardaki yenilmeler ile süzülme olayları arasında iyi ilişkiler gösteren istatistiksel sonuçlar yayınlamışlardır.

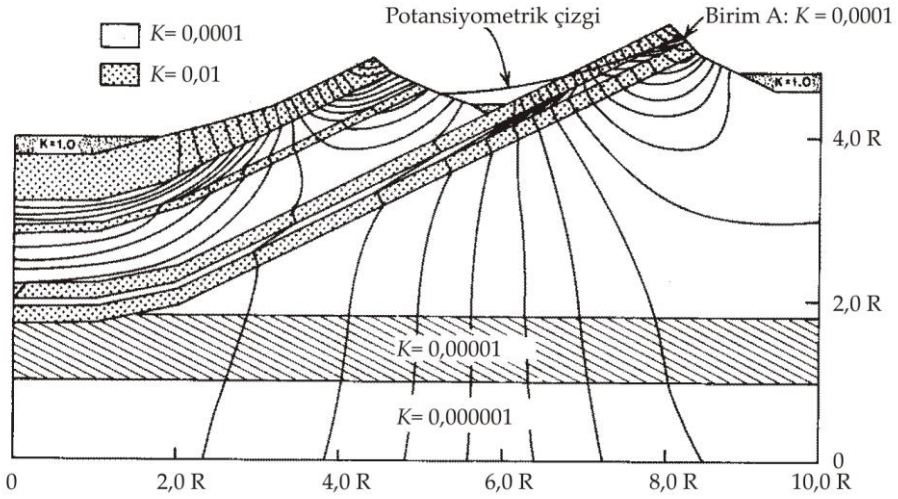


Şekil 10.8 Kaya şevlerinde bazı açılardan yeraltı suyu akışları. (a) Bitişik kaya eklemlerindeki sıvı basıncında olası yüksek farklılıklar; (b) gözenekli zemin şevlerinde ve gözenekliliği düşük kaya şevlerinde su tablası dalgalanmaları arasında bir karşılaştırma; (c) düşük geçirgenlikli bir bariyer olarak ve yüksek geçirgenlikli yeraltı drenajı olarak faylar (Patton ve Deere, 1971'den).

Yapısal özelliklerden faylar da kaya yamaçlarda bulunabilir ve hidrolojik olarak önemli rol oynayabilir. Kalın bir makaslanma zonu şeklinde olan ve kırılmış kaya ile bir miktar da kil içeren faylar çok geçirgen olabilir. Fay kilinin ince fakat devamlı olduğu zonlarda geçirimsiz bariyerler oluşabilir. Şekil 10.8(c)'de bir kaya yamaçta iki fay konfigürasyonunun su tablası pozisyonuna (ve dolayısıyla potansiyel kayma yüzeyi boyunca gözenek basıncı dağılımına) muhtemel etkisi şematik olarak görülmektedir.

Sharp, Maini ve Harper (1972) hidrolik iletkenlik değerlerinde anizotropi gösteren ileri derecede çatlaklı, homojen kaya yamaçlarda yeraltı suyu akışının geçirgenlik benzetişimini yapmışlardır. Anizotropinin asal yönünün yatay olduğu yatay tabakalı yamaçlarda, tabakalanmanın ve anizotropinin asal yönünün yamaç yüzeyine paralel

olduğu yamaçlardaki kadar büyük gözenek basıncı oluşmamaktadır. Bu iki durumda hidrolik yükler arasındaki büyük farklılıklar, duraylılık analizine yönelik çalışmalarda bir yamaç içindeki hidrojeolojik rejimi ortaya koymanın ne kadar önemli olduğunu göstermektedir.



Şekil 10.9 Bindirmeli sedimenter ortamdaki hidrojeolojik rejim. Potansiyometrik çizgi A biriminin tabanına göre hidrolik yük değerlerini ifade eder (Hodge ve Freeze, 1977'den).

Hodge ve Freeze (1977) büyük yamaç duraysızlıklarının çok gözlendiği bölgesel jeolojik ortamlardaki hidrolik yük dağılımları ile ilgili olarak birkaç sonlu eleman benzetişimi yapmıştır. Şekil 10.9'da Batı Cordillera'de yaygın olarak bulunan bindirmeli sedimenter dizilerin hidrolik yük paterni kuramsal olarak verilmiştir (Deere ve Patton, 1967). *A* biriminin tabanındaki basınç çizgisi ile ifade edilen yüksek gözenek basınçları, üzerleyen birimlerin yamaç aşağı kayması için emniyet katsayısının azalmasına neden olur.

10.2 Yeraltı Suyu ve Barajlar

Bir büyük barajın tasarımı ve yapımı kadar insanın kafasını karıştıran başka fazlaca mühendislik projesinin olmadığını söylemek herhalde yanlış olmaz. Büyük ve entegre bir mühendislik çalışması mühendislik mesleği açısından heyecan verici bir çalışmadır. Mühendislik hesaplarının teknik açıdan doğruluğunun teyid edilmesi gibi genel görevler ve mühendislik kararlarının değişik ekonomik dallar açısından değerlendirilmesi büyük bir nehrin önünün kesilmesi gibi işlerde özel anlam kazanır. Meslek dışındaki geniş bir toplulukta çoğu zaman değişik istekler söz konusudur. Bazıları olaya daha iyi bir su temini veya daha ucuz elektrik ya da yeni bir sel baskın önleme projesi gibi bakarken, bazıları da insanın doğal ortam üzerindeki müdahalelerine eklenen bir yenisi olarak düşünebilir.

Mühendislik açısından asıl ilgi alanı baraj yerinde yoğunlaşmaktadır. Bu altbölümün ilk kısmında baraj tasarımında yeraltı suyunun mühendislik açısından taşıdığı önemi ele alacağız. Konuyla ilgili çevresel tepkiler daha çok baraj gölü ile ilgilidir. Altbölümün sonuna doğru yapay olarak oluşturulan baraj gölü ile bölgesel hidrojeolojik rejim arasındaki etkileşimi inceleyeceğiz.

Baraj Türleri ve Baraj Yıkılmaları

Hiçbir baraj diğerine benzemez. Her baraj boyut, tasarım ve amaç açısından farklılık arz eder. Gerek gövdenin oturduğu alanın ve gerekse arkasında oluşan gölün büyüklüğünde de farklılıklar söz konusudur. Başlangıçta yapılan sınıflama elbette ki boyut ile ilgili olacaktır. Çok amaçlı büyük barajların sayısı az fakat çevresel etkisi büyüktür. Sayıca çok fazla olan daha küçükleri ise atık barajları, batardolar, taşkın duvarları ve dolusavaklardır. Burada yeraltı suyunun rolü açısından ele alınacak olan büyük barajlardır, fakat ortaya konan prensipler küçükler için de geçerlidir.

Krynine ve Judd (1957) büyük barajları ağırlık barajları, payandalı barajlar, kemer barajları ve toprak ve kaya dolgu barajları olarak dört gruba ayırmıştır. Bunlardan ilk üçü, bünyesinde suyun dolaşımına veya gözenek basıncı oluşturmasına izin verilmeyen geçirimsiz beton yapıları temsil eder. Bu üçü arasındaki temel farklar bunların geometrileri ile su yükünü temele iletim şeklidir. Bir ağırlık barajı, ekseni vadinin bir yamacından diğerine uzanan ve düz veya düze yakın olan barajdır. Yapısal enine kesiti masif ve genellikle trapezoiddir fakat bazı durumlarda üçgene de benzeyebilir. Payandalı barajın enine kesiti ağırlık barajınınkinden çok daha küçüktür fakat baraj eksenine dik pozisyonda çok sayıda düşey duvardan oluşan payandaları vardır. Kemer barajı eğrisel olup, membaya doğru dışbükeydir. Enine kesiti çoğu özel durumlarda donatılı bir beton duvardan farksız olup, kalınlığı da 20 ft'den azdır. Ağırlık barajında su yükü temele barajın kendi ağırlığı ile iletilir. Payandalı barajda yük temele payandalarla iletilir. Kemer barajda ise kemerin yamaçlara itme etkisiyle yük aktarılır. Bu barajların üçü de kaya temeller üzerine oturtulmalıdır ve bu nedenle de yeraltındaki suyun rolü de temeli ve yamaçları oluşturan kayalardaki yeraltı suyu akışı ve gözenek basıncı ile sınırlıdır.

Bu asrın ilk yarısında yeryüzündeki büyük barajlar betondan ve kaya temeller üzerine yapılmıştır. Ancak, daha iyi şartlara sahip baraj yerleri giderek azalırken ve beton inşaatı ile toprak (veya kaya) malzemesi taşımasındaki ekonomik denge de sağlanırken, yakın geçmişten beri bu eğilim toprak ve kaya dolgu barajlara doğru değişmiştir. Bu barajların duraylılığı enine kesitlerinin çok büyük olmasına bağlıdır ve kaya ya da zemin temeller üzerinde her yerde inşa edilebilirler. Hidroloji açısından bakıldığında bu barajları birbirinden ayıran temel farkın toprak barajların bir dereceye kadar geçirgen olmasıdır. Enine kesitlerinden sınırlı miktarda su akışına izin verilir ve ayrıca gövdelerinde de gözenek basıncı gelişimi söz konusudur.

Tahrip edici nitelikteki baraj yıkılmalarına neden olan beş önemli olay vardır: (1) yetersiz dolusavak kapasitesinden dolayı taşkın zamanlarında suların baraj gövdesi

üzerinden akması, (2) baraj gövdesi altındaki temelde veya yamaçlardaki bir jeolojik zayıflık düzlemi boyunca hareket meydana gelmesi, (3) baraj temelinde büyük kaldırma kuvvetlerinin oluşması, (4) baraj topuğunda borulanma, ve (5) baraj gövdesinin memba ya da mansap yüzeyinde meydana gelen şev yenilmeleri. Bunlardan ilk üç yenilme mekanizması beton veya toprak barajların ikisinde de gelişebilir. Son ikisi ise sadece toprak ve kaya dolgu barajlara özgüdür.

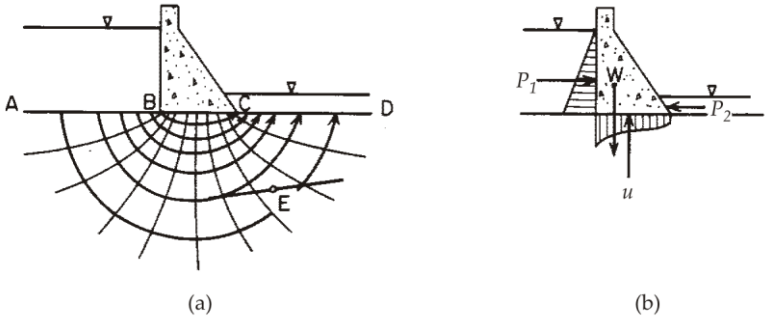
Altıncı bir yenilme şekli daha vardır. Baraj gölünden aşırı sızma şeklinde gelişen ve çok ender durumlarda tahripkar olan bu çeşit yenilme, tasarımdaki başarısızlık bakımından ilk beş olaydaki kadar önem taşır. Bir barajın altındaki kayada veya toprak barajın içinde bir dereceye kadar sızmanın olması elbette ki kaçınılmazdır. Bir barajın tasarımında bu tür kayıplar dikkatlice analiz edilir. Beklenmedik kayıplar daha çok ya gövde altındaki yamaç kayalarında veya uzak bir noktada gelişmektedir. Barajların suyu etkin bir şekilde tutamadığı; aşırı derecede sızma şeklinde rapor edilmiş birkaç olay da vardır (Krynine ve Judd, 1957). Sızma değerleri barajların maliyet-fayda analizinde göz önüne alınan hidrolojik dengenin önemli bir bileşeni olduğundan, miktarı büyük veya küçük olsun, mühendisler sızma hızını kestirebilecek yöntemlere gerek duyarlar.

Baraj yerlerinde yeraltı suyunun bulunması kadar olağan bir şey yoktur. Yukarıda sıralanan altı çeşit yenilmenin beşinde yeraltı suyunun rolü vardır: jeolojik yenilme, kaldırma yenilmesi, borulanma yenilmesi, yamaç yenilmesi ve sızma yenilmesi. Aşağıdaki birkaç altbaşlık altında değişik yenilme mekanizmalarını ele alacağız ve barajlarda yenilmeye karşı bazı tasarım özelliklerini inceleyeceğiz. Beton barajlar ve kaya temelleri konu alan ilk kısım için faydalı kaynaklar Jaeger (1972), Krynine ve Judd (1957) ve Legget (1962)'dir. Toprak ve kaya dolgu barajlar için Sherard vd. (1963) ve Cedergren (1967) tarafından yazılmış kitaplar önemli kaynaklardır. Baraj yeri araştırma teknikleri üzerine Wahlstrom (1974) tarafından yakınlarda yazılan kitapta daha çok hidrojeolojik konularla ilgili bilgiler yer almaktadır.

Beton Barajlar Altından Sızma

Jeolojik zayıflık düzlemleri üzerindeki yenilme mekanizmasını incelemek için Şekil 10.10(a)'daki kaya temel üzerine oturan, geçirimsiz, beton ağırlık barajının enine kesitini göz önüne alınız. Barajın memba kısmında göl yüzeyinin kotu h_1 ve mansap tarafındaki kuyruk suyunun kotu da h_2 olursa, AB boyunca $h=h_1$; CD boyunca $h=h_2$ ve BC: geçirimsiz sınır şartlarına dayalı olarak sonsuz yarı uzayın dengeli akım ağı oluşturulabilir. Şekil 10.10(a)'da gösterilen akım ağı homojen, izotrop bir ortam içindir. Sistemde herhangi bir noktadaki hidrolik yükler, basınç yükleri ve sıvı basınçları (veya gözenek basınçları) ortamın hidrolik iletkenliğinden bağımsızdır fakat, akış hızları ve sızma miktarları elbette ki bu parametreden bağımsız düşünülemez. Herhangi bir E noktasında baraj yapıldıktan sonra gelişen hidrolik yük ve gözenek basıncının baraj yapılmadan öncekilere göre artacağı ve ayrıca barajın tam dolu olması halinde E noktasındaki bu değerlerin yine baraj göl seviyesi daha düşük olduğu zamankine

kıyasla yüksek olacağı son derece açıktır. *E* noktasından geçen bir jeolojik zayıflık düzleminin (bir fay, makaslama zonu veya büyük bir eklem düzlemi gibi) bulunması halinde Altbölüm 10.1'de yapılan açıklamalar geçerlidir. *E* noktasında gelişen yüksek basınçlar düzlem üzerindeki kayma dayanımını ve potansiyel yerdeğiştirmelere karşı direnci azaltır. Aralık 1959'da Fransa'da Frejus yakınındaki Malpasset ince kemer barajının yıkılması (Jaeger, 1972) barajın altındaki temel kayasında bir jeolojik zayıflık düzleminde meydana gelen küçük bir hareketin baraj yenilmesini nasıl tetiklediğinin klasik bir örneğidir. Malpasset faciasında 400 kişi ölmüş ve Frejus şehrinin büyük bir kısmı tahrip olmuştur.



Şekil 10.10 Geçirimli bir temel üzerinde oturan baraj için (a) akım ağı, (b) kuvvet denge diyagramı.

Bir barajın tabanındaki kaldırma basınçlarını incelemede akım ağı yaklaşımı da kullanılabilir. Hidrolik yük değerleri akım ağından bulunmuş olarak Şekil 10.10(a)'daki *BC* çizgisi boyunca sıvı basınçları $p=\rho g(h-z)$ genel bağıntısından bulunabilir. *BC* boyunca tüm noktalarda kotun aynı olmasından dolayı *BC* boyunca sıvı basıncının gradyanı da hidrolik yükün basıncı ile aynı olacaktır. Şekil 10.10(b)'de barajın tabanındaki kaldırma basınçlarının karakteri ve bunun sonucunda meydana gelen kaldırma kuvveti *U* şematik olarak görülmektedir.

Barajın kaymaya karşı duraylılığını analiz etmek için su yükleri P_1 ve P_2 ile barajın ağırlığı *W*'nin de hesaba katılması gerekir. Sonra, Mohr-Coulomb yenilme yasası veya baraj ile temeli arasındaki temas yüzeyi boyunca meydana gelecek harekete karşı sürtünme direncini tanımlayan başka bir yenilme kriteri, emniyet katsayısını hesaplamada kullanılabilir. P_1, P_2, veya *W*'nin yanlış değerlendirmelerinden dolayı beton barajların kayma şeklinde yenilmeleri çok enderdir. Böyle kayma yenilmeleri temel kayalarında genellikle beklenmedik kaldırma basınçlarından ileri gelmektedir. Mart 1928'de California'da Saugus yakınındaki St. Francis barajının yıkılmasıyla 236 kişi ölmüş ve birkaç milyon dolar tutarında maddî hasar meydana gelmiştir (Krynne ve Judd, 1957). Yenilmenin esas nedeni, yamaçta temeli oluşturan çakıltaşı formasyonunun yumuşayarak dağılması olsa da aşındırıcı bir etken gibi çalışan süzülen su ile kaldırma basınçları da yenilmeyi kolaylaştırmıştır.

Baraj Temellerinde Enjeksiyon ve Drenaj

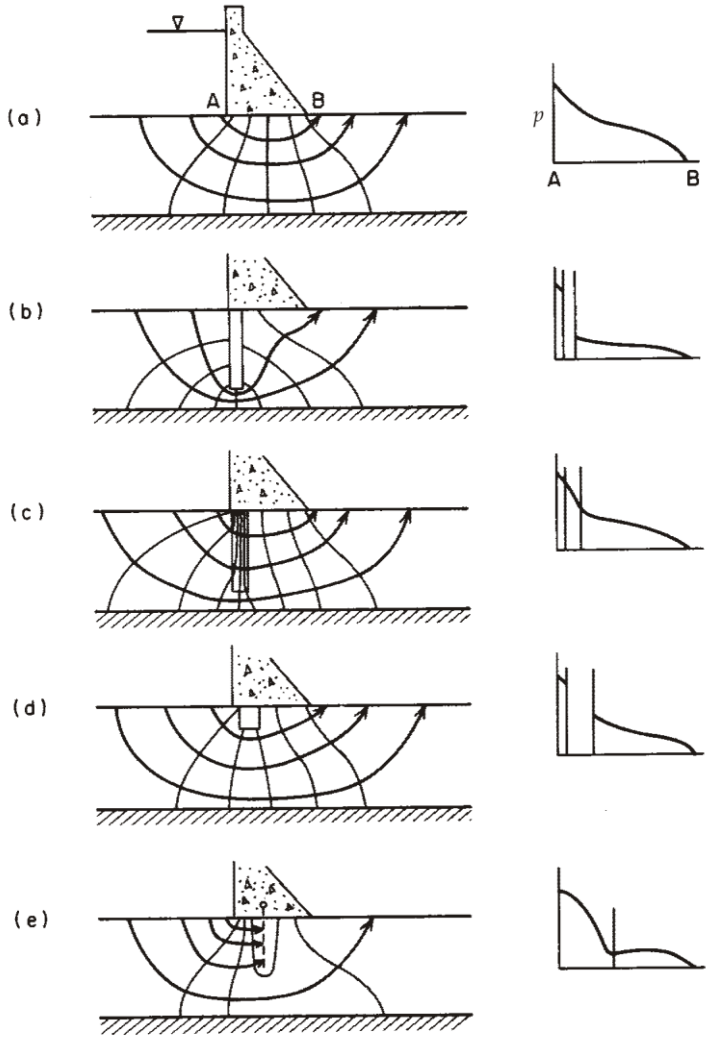
Kaya formasyonlarının enjeksiyonu bilim olmaktan çok bir sanattır. Yalnız, baraj aks yerlerindeki kayaların hidrojeolojik özelliklerini ve yeraltı suyunun karakterini anlamaya dayalı bir sanattır. *Enjeksiyon* terimi, izole edici bir maddenin kaya temelin geçirgen kısımlarına şırınga edilmesini ifade eder. Enjeksiyon maddesi genellikle iyi kalite çimento ile suyun karışımı şeklinde olup, çimentonun suya oranı 1:7 ile 1:10 arasında değişir. Bazı enjeksiyon karışımları içine kireç ve kil veya asfalt katılmaktadır. Son zamanlarda kimyasal enjeksiyon maddeleri de kullanılır olmuştur. Enjeksiyonlanan geçirimli özellik, genellikle baraj aks yerindeki temel kayada bulunan eklem sistemidir. Enjeksiyonlama ayrıca fay zonları, erime boşlukları veya sedimenter ya da volkanik kayalardaki ileri derecede geçirgen zonlara da uygulanabilmektedir.

Üç sebepten dolayı enjeksiyon yapılır: (1) baraj altındaki sızmanın azaltılması, (2) kaldırma basınçlarının azaltılması ve (3) eklemli temel kayasının sağlamlaştırılması. Bu kapsamda, çoğu baraj yerlerinde uygulanan iki çeşit enjeksiyon vardır: *konsolidasyon enjeksiyonu* ve *perde enjeksiyonu*. Konsolidasyon enjeksiyonunun amacı temel kayasının sağlamlaştırılmasıdır. Büyük çatlak ve açıklıkları izole etmek amacıyla açılan sığ kuyulara düşük basınçlarda uygulanır. Tennessee'de kireçtaşı ve dolomit üzerinde bulunan Norris barajında (Krynine ve Judd, 1957) konsolidasyon enjeksiyonu yapının tamamı altında merkezden merkeze 1-3 m aralıklı bir ağ şeklinde açılan ve derinlikleri 7-15 m olan kuyularda uygulanmıştır.

Perde enjeksiyonunda amaç hem sızmayı hem de kaldırma basınçlarını azaltmaktır. Enjeksiyon işlemi, derinliği 100 m'yi bulan kuyularda ve büyük basınçlar altında yapılır. Perde genellikle baraj gövdesinin memba topuğuna yakın, baraj eksenine paralel bir veya iki sıra delik açmak suretiyle oluşturulmaktadır. Mesafe-yarılama yaklaşımı da sıkça kullanılır. Bu yöntemde sözgelimi önce 8 m aralıklarla açılan enjeksiyon kuyuları arasına merkezden merkeze 4 m, 2 m, hatta 1 m olacak şekilde yenileri eklenir. Enjeksiyonu tamamlanmış kuyulardaki işlemin tatmin edici bir geçirgenlik sağladığından emin olmak için, ikinci ve üçüncü aşama kuyularında enjeksiyon yapılmadan önce piyezometre deneyleri yapılır. Enjeksiyon şartnamelerinde genellikle kayanın alacağı minimum izin verilebilir enjeksiyon maddesi miktarı ve maksimum izin verilebilir enjeksiyon basınçları belirtilir. Bazı durumlarda enjeksiyon maddesi alımı sıfır olana kadar (yani uygulanan karışımın kayaca artık kabul edilmediği duruma kadar) enjeksiyona devam edilir. Enjeksiyon basınçları kaya kaldırması, patlama ve temel kayasının zayıflamasına neden olacak düzeyde olmamalıdır.

Etkin bir enjeksiyon perdesinin bir baraj altındaki sızmayı azaltması konusunda herhangi bir tereddüt yoktur fakat, kaldırma basınçlarının azaltılmasında enjeksiyon perdesinin ne ölçüde etkin olduğu biraz tartışmalıdır. Şekil 10.11(a)'da tabanda geçirimsiz bir formasyon ile sınırlanan homojen, izotrop bir temel kayası üzerinde oturan beton barajın altındaki akım ağı görülmektedir. Barajın altındaki *AB* çizgisi boyunca gelişen kaldırma basınçları sağ taraftaki şekillerde şematik olarak

gösterilmiştir. Düşey bir enjeksiyon perdesinin oluşturulması halinde [Şekil 10.11(b)] akım ağının şekli önemli ölçüde değişir ve *AB* boyunca kaldırma basınçları teorik olarak önemli ölçüde azalır. Ancak, Casagrande (1961) Şekil 10.11(b)'de öne sürülen durumun teorik anlamdaki etkinliğinin gerçekte çok ender durumda geliştiğini belirtmiştir. Bunun birinci nedeni, tüm uzunluğu boyunca hidrolik iletkenliği sıfırlayacak bir perdenin oluşturulmasının mümkün olmayışıdır. İkinci olarak da, Şekil 10.11(b)'de görülen perdenin ölçek açısından az veya çok yanıltıcı olmasıdır.



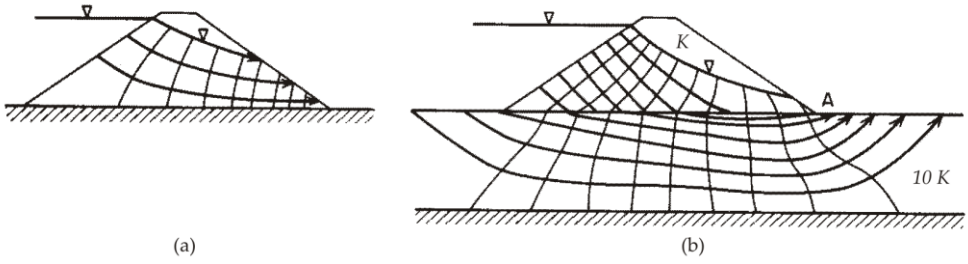
Şekil 10.11 Değişik enjeksiyon perdesi ve drenaj konfigürasyonları için kaldırma basıncı profilleri ve akım ağları.

Şekil 10.11(c)'de hidrolik iletkenliği kayanınkinin onda biri olan bir perde; Şekil 10.11(d)'de ise gerçek boyutları daha iyi temsil eden enjeksiyon perdesi durumu görülmektedir. Bu iki durumda da kaldırma basınçlarında sağlanan azalım Şekil 10.11(b)'dekinden önemli derecede küçüktür. Casagrande kaldırma basınçlarının drenajla daha etkin bir şekilde azaltılabileceğini belirtmiştir [Şekil 10.11(e)]. Ancak, drenajın yerleştirilmesi baraj gölünden doğal şartlardakinden daha fazla suyun sızmasına neden olur. Kaldırma basınçlarını azaltmada yaygın uygulama şekli, enjeksiyon perdesi ile perde arkasına yerleştirilen drenajın birlikte tasarlanmasıdır.

Manitoba'daki Grand Rapids hidroelektrik projesi enjeksiyon konusunda önemli örneklerden biridir (Grice, 1968; Rettie ve Patterson, 1963). Proje, tabanı ileri derece çatlaklı dolomitten oluşan bir alanda 5000 km²'den geniş bir baraj gölünü çevreleyen 25 km toprak seddelerden oluşmaktadır. Seddelerin tüm uzunluğu boyunca, derinliği 70 m'yi bulan ve aralarında 2 m olan kuyular vasıtasıyla bir enjeksiyon perdesi oluşturulmuştur. Grice (1968) enjeksiyon perdesinin inşasıyla formasyondaki sızmanın %83 oranında azaltıldığını fakat enjeksiyonlanmamış kaya içinde daha fazla akış geliştiğini belirtmiştir. Enjeksiyon programının baraj gölünden net sızmayı %63 oranında azalttığını hesaplamıştır.

Toprak Barajlarda Dengeli Sızma

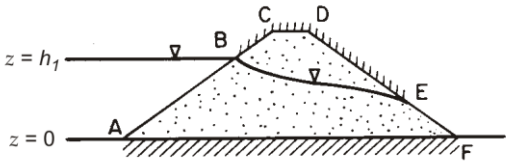
Toprak veya kaya dolgu barajların yenilmesi aşırı sızma, topukta borulanma veya baraj gövdesinde şev yenilmesi sonucunda gelişebilir. Bu üç durumu da dengeli akım ağları ile analiz etmek mümkündür. Toprak barajın geçirimsiz temel üzerine inşa edildiği yerlerde [Şekil 10.12(a)] akım ağı barajın kendi içinde oluşturulur. Temel malzemesinin de geçirimli olduğu yerlerde [Şekil 10.12(b)] akım ağı baraj ve temel sisteminin tamamını içermelidir.



Şekil 10.12 (a) Geçirimsiz temel ve (b) geçirimli temel üzerindeki homojen, izotrop bir toprak baraj için akım ağları.

Bir barajın enine kesitinin doygun-doygun olmayan akış rejiminden oluştuğu bilinmekte ise de, doygun olmayan kesimlerin mühendislik analizinde göz önüne alınması pek yaygın değildir. Altbölüm 5.5 ve Şekil 5.14'de açıklanan serbest yüzey yaklaşımı her yerde kullanılmaktadır. Şekil 10.13'de akışın *ABEFA* doygun kısmında

yoğunlaştığı varsayılır. Su tablası *BE*'nin bir akış çizgisi olduğu kabul edilir. Tanımlanmış yükler *AB* üzerinde $h=h_1$ ve sızma yüzeyi *EF* üzerinde $h=z$'dir. Çıkış noktasının pozisyonu deneme yanılma yöntemi ile belirlenmelidir. Şekil 10.12'deki akım ağları bu şekilde oluşan akım ağlarına örnektir. Yeraltı suyu sızması konusunda Harr (1962) veya Cedergren 1967) gibi mühendislik kitaplarında toprak barajlardaki akım ağlarıyla ilgili çok sayıda örnek bulmak mümkündür.



Şekil 10.13 Bir toprak barajda doygun-doygun olmayan durum için sınır değeri problemi.

Şimdi de borulanma konusu üzerinde duralım. Borulanma mekanizması, akış sırasında bir gözenekli ortamdaki münferit bir kum tanesi üzerine etkiyen kuvvetler cinsinden açıklanabilir. Zemin tanesinin bulunduğu yerdeki su akışı enerji gradyanına tepki olarak gelişir (Altbölüm 2.2'den hidrolik potansiyelin akan sıvının birim kütlesi başına enerji cinsinden tanımlandığını hatırlayınız). Bu gradyanın bir ölçüsü, tanenin ön ve arka yüzleri arasındaki hidrolik yük farkı (Δh) ile sağlanır. Tane üzerinde yük farkından dolayı etkiyen kuvvete *sızma kuvveti* denir. Akış yönünde uygulanır ve aşağıdaki ifade ile hesaplanır (Cedergren, 1967):

$$F=\rho\, g\Delta h\, A \tag{10-15}$$

Burada, *A*: tanenin enine kesit alanı ve ρ = suyun kütle yoğunluğudur. (10-15) eşitliğini $\Delta z/\Delta z$ ile çarpar ve *A*'yı da çok sayıdaki tanenin enine kesit alanı olarak alırsak, $V=A\Delta z=1$ olan gözenekli ortamın birim hacmi içindeki düşey akış sırasında oluşan sızma kuvveti için bir denklem elde ederiz. Ortaya çıkan ifade diferansiyel denklem formunda yazılırsa aşağıdaki denklem elde edilir:

$$F=\rho\, g(\partial h/\partial z) \tag{10-16}$$

Bu nedenledir ki, sızma kuvveti hidrolik gradyan ($\partial h/\partial z$) ile doğru orantılıdır. Yeraltı suyunun aşağı doğru süzüldüğü alanlarda sızma kuvveti yerçekimi kuvveti ile aynı yönde etkir fakat, yeraltı suyunun yukarı doğru aktığı alanlarda yerçekimi kuvvetinin tersi yöndedirler. Bir akış sistemindeki herhangi bir boşalım noktasında [meselâ Şekil 10.12(b)'deki *A* noktası] yukarı doğru sızma kuvveti aşağı doğru olan yerçekimi kuvvetinden daha büyük olursa borulanma meydana gelir. Sızma boşalımı ile zemin taneleri yerinden uzaklaştırılır ve barajın altı oyulmaya başlar.

Aşağı doğru olan yerçekimi kuvveti doygun gözenekli ortamın batmış ağırlığından ileri gelir. Kuru yoğunluğu ρ_s = 2,0 g/cm^3 olan bir zeminin batmış yoğunluğu ($\rho_b = \rho_s - \rho$) neredeyse suyun yoğunluğuna (ρ = 1 g/cm^3) eşittir. Bu özel

temsilci ρ_s değerinde sızma kuvveti hidrolik gradyanın 1,0'den büyük olduğu tüm durumlarda yerçekimi kuvvetini aşacaktır. Bu nedenle, borulanma için bir basit deneme işlemi, tasarlanan bir baraj için akım ağını inceleyerek tüm boşalım noktalarındaki hidrolik gradyanları hesaplamaktan ibarettir. 1,0'e yaklaşan çıkış gradyanlarının bulunması halinde tasarımın iyileştirilmesi gerekecektir.

Borulanma durumlarında nihai yenilme şekli genellikle mansap yüzünde bir şev yenilmesi şeklinde olur. Şev yenilmesi ayrıca dahîlî akış sisteminin yüzeye yakın yerde aşırı büyüklükte gözenek basınçları oluşturması ile de oluşabilir. Bir önceki altbölümde sunulan şev duraylılık analizi sınır denge yöntemi doğal yamaçlara uygulandığı gibi toprak barajlara da uygulanabilir. Toprak barajlarda borulanma veya şev yenilmesine neden olan hidrolik şartlardan kaçınmak için, baraj tasarımcıları pekçok tasarım özelliklerini deneyebilirler. Şekil 10.14(a) ve (b)'de bir toprak barajın mansap yüzündeki hidrolik yükleri azaltmada kullanılan dahîlî bir drenaj sistemi veya kaya topuk görülmektedir. Şekil 10.14(c)'de mansap bölümü çekirdekten beş kez daha geçirgen olan zonlu gövdeli bir baraj görülmektedir. Böyle bir tasarımın sonuçlarından biri, mansap yüzeyinde alçaltılmış bir çıkış noktasıdır. Çekirdek ile örtü arasındaki geçirgenlik kontrastının daha da büyük olması ve bir drenaj eklenmesi halinde [Şekil 10.14(d)] dahîlî akış analizi sadece çekirdeğin kendisinde meydana gelecek akışa indirgenmiş olur. Örtü ve dren sonsuz geçirgen gibi davranırlar. Şekil 10.14(e)'de kısmî bir katofun veya orta çekirdeğin aşağı doğru uzantısının geçirgen temel malzemesi içindeki akışa etkisi görülmektedir. Çekirdeğin geçirgen katmanın tabanına kadar uzatılması daha da etkili olacaktır.

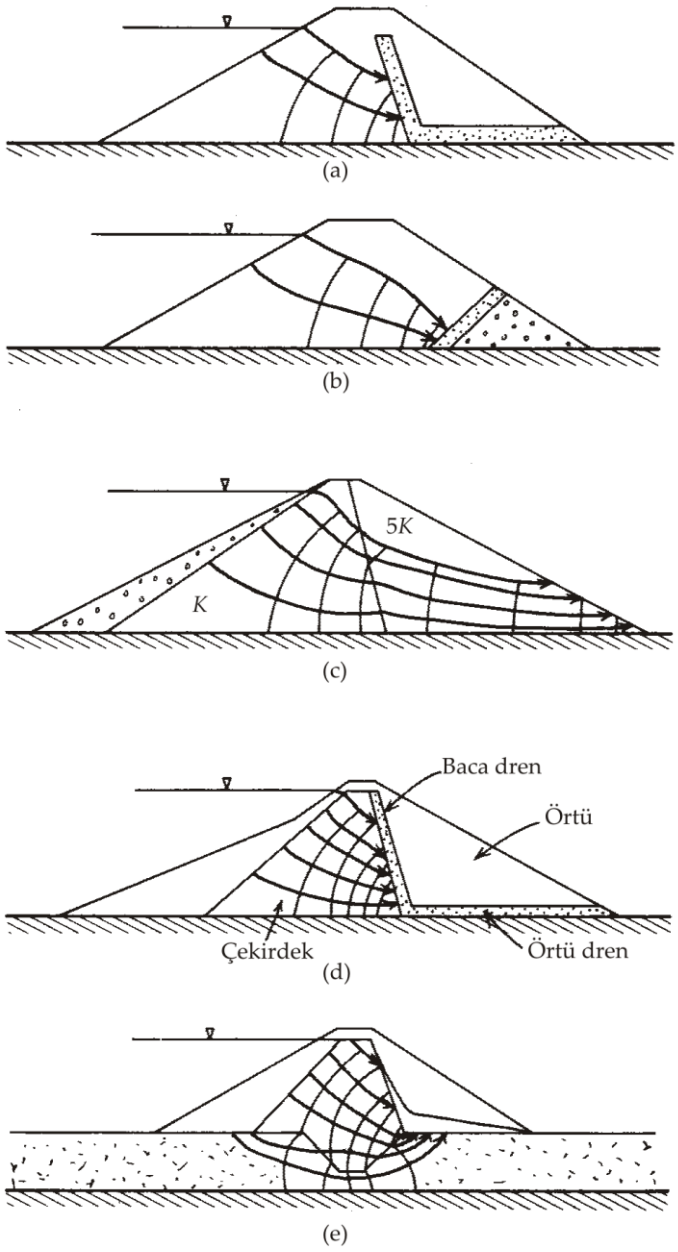
Toprak Barajlarda Dengesiz Sızma

Bir barajın memba yüzündeki şev yenilmeleri genellikle baraj gölü su seviyesindeki ani düşümlerin neticesinde olur. Göl yüzeyi maksimum seviyesinde iken memba yüzeyindeki yüksek gözenek basınçları yukarıdaki baraj göl suyunun ağırlığıyla dengelenir. Ani düşüm sonucunda yüksek gözenek basıncı kalır fakat üstteki destek çekilmiş olur. Bu gözenek basınçlarının dengesiz sönümlenmesi çabuk olmadığı sürece; yani, baraj yüzünün dengesiz drenajı çabuk olmadığı sürece, kritik kayma yüzeyinde duraysızlıklar meydana gelebilir ve şev yenilmesi oluşabilir. Şekil 10.15(a)'da zonlanmamış bir toprak barajda hızlı düşüme dengesiz tepki görülmektedir. Şekil 10.15(b)'de yüksek geçirgenlikli bir zonun varlığıyla bu tür yenilmelerin önlenmesine dair bir çözüm önerisi görülmektedir.

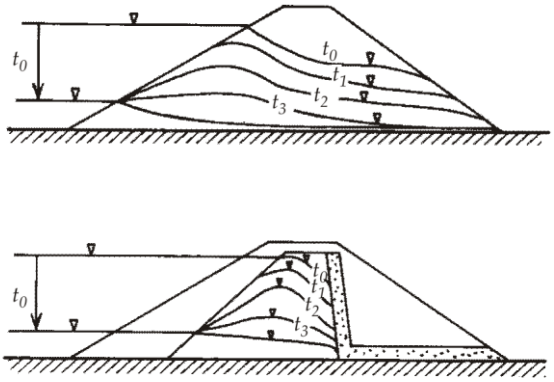
Freeze (1971a) toprak barajlardaki dengesiz akışın bir doygun-doygun olmayan süreç olduğunu ve özellikle kil çekirdeklerin bulunduğu durumda akış rejiminin toprak dolgu malzemesinin doygun olmayan hidrolik özelliklerine ileri derecede bağlı olduğunu belirtmiştir. Ancak, mühendislik uygulamalarında dolgu malzemesinin doygun olmayan özellikleri genellikle incelenmez. Bu nedenle, sadece doygun akışı dikkate alan De Wiest (1962) ve Dicker (1969)'ın serbest yüzey yaklaşımları toprak barajlardaki dengesiz sızma analizinde büyük bir pratik öneme sahiptir.

Toprak barajlarda dengesiz rejim ile ilgili başka bir yenilme mekanizması daha vardır. Bu tür yamaç yenilmeleri deprem şokları sırasında sıvılaşma ile tetiklenir.

Cedergren (1967) sıvılaşmaya karşı en büyük güvenliğin mansap örtüsündeki doygun zonun en küçük olduğu barajlarla sağlanacağını belirtmiştir. Her barajın başka bir amaç için olmasa bile depremler sırasındaki duraylılığı arttırmak için iyi drene edilmesi gerektiği sonucuna varmıştır.



Şekil 10.14 Toprak ve kaya dolgu barajlar için tasarım özellikleri (Cedergren, 1967'den).



Şekil 10.15 Bir toprak baraj içindeki su tablasının rezervuar seviyesindeki ani düşüme dengesiz tepkisi. (a) Homojen baraj; (b) geçirgen damarlı, zonlu gövdeli baraj.

Baraj Göllerinin Hidrojeolojik Etkisi

Bir baraj gövdesi arkasındaki su gövdesinin su havzası içinde yer alan değişik çevre sistemleri üzerinde önemli bir etkisi olabilir. Hidrojeolojik rejim en doğrudan şu şekilde etkilenir: baraj gölünün yukarısında ve aşağısındaki sellenme paternleri etkilenir ve nehir akış hızları zamanla ve mekansal olarak değiştirilir. Yeni bir baraj gölü bir nehir havzasında aşınma-çökelmede de kapsamlı bir yeniden düzenlenmeye neden olur. Memba tarafındaki sediment yükü baraj tarafından tutulur ve mansap kısmında erozyon artar. Bu çevresel problemler baraj inşasının ilk zamanlarından beri bilinmektedir fakat, belki de daha büyük olan etkilerini ekologlar sadece son zamanlarda belgeleyebilmişlerdir. Baraj göllerinin çok değişik ekosistemlerini alarm verici düzeyde bozduğu artık iyice bilinmektedir. Balıklar ve vahşi hayat ile bitkiler de buna dahildir. Ekolojik anlamda yeniden düzenlemenin karakteri çoğu durumda suyun varlığı ile kontrol edilmektedir ve bu da bir ölçüde hidrojeolojik rejimdeki değişimlere bağlıdır.

Bölgesel boşalım alanı gibi işlevi olan bir vadide baraj gölü oluşturulması, baraj gölüne komşu hidrojeolojik sistemde dengesiz bir yeniden ayarlama ve uzun dönem kalıcı değişim meydana getirir. Baraj göl seviyesinin başlangıçtaki yükselme evresinde baraj gölü yamaçlarında bir dengesiz akış sistemi oluşturulur. Baraj gölü sınırında hidrolik yükler yükselirken akış yönlerinde bir terslenme meydana gelir ve akım baraj gölünden yeraltı suyu sistemine doğru olur. Buradaki mekanizma, taşkın sırasında nehir banklarındaki depolama ile özdeştir (Altbölüm 6.6). Uzunluğu onlarca hatta yüzlerce km ve su seviyesi artışlarının 30 m veya daha fazla olduğu baraj göllerinde bu dengesiz akış süreçlerinin nicel önemi büyük olabilir.

Başlangıç dengesiz yeniden ayarlamasının sonucunda olan şey, bölgesel hidrojeolojik rejimdeki bir dizi uzun dönem, kalıcı (permanen) değişimlerdir. Su tablaları daha yükselmiş, akiferlerdeki hidrolik yükler artmış ve yeraltı akış

sisteminden vadiye olan boşalım hızları azalmıştır. Barajda su tutulmaya başlamadan önce su seviyeleri düşük ise, su tablasındaki bölgesel bir yükselim yüzeye yakın zeminlerdeki su içeriğinin yükselmesine neden olacağından, tarımsal üretim açısından faydalı olabilir. Diğer taraftan, su seviyeleri zaten yüzeye yakın bir konumda bulunuyorsa böyle bir etki zararlı da olabilir. Toprak tamamen suya doymuş olabilir ve artan buharlaşma-terleme neticesinde çoraklaşma gelişebilir. Artan hidrolik yükler daha derin akiferlerdeki pompaj yüklerinin azalmasına neden olur ve bazen de daha önceki statik seviyeleri zemin yüzeyinden aşağıda olan kuyuların akmasına yol açar.

Baraj gölü tasarımı ile ilgili ön analizler hidrojeolojik etkileri de içermelidir. Halen kullanılmakta olan tahmin yöntemine dair benzetişimlerde kıyı depolaması analiz yöntemleri esas alınmıştır. Su tablasının başlangıçtaki dengesiz tepkisi Dupuit-Forchheimer yaklaşımlarına dayalı bir doygun model yardımıyla (Hornberger vd., 1970) veya daha karmaşık doygun-doygun olmayan bir analiz yöntemiyle (Verma ve Brutsaert, 1970) modellenebilir. Hidrolik olarak ilişkili basınçlı bir akiferde hidrolik yükteki dengesiz artışlar Pinder ve Sauer (1971)'ın nehir akışı-akifer eşlenik modelinin yeraltı kısmı ile kestirilebilir. Bu yöntemlerin tümü için baraj gölü seviyesinde zamana bağlı değişimlerle ilgili bilgilere ve baraj gölü çevresindeki jeolojik birimlerin doygun ve/veya doygun olmayan hidrojeolojik özelliklere gerek vardır. Baraj gölü seviyesinde işletmeden kaynaklanan değişimlere hidrojeolojik tepkileri kestirmede benzer yöntemler kullanılabilir. Bu uygulama şekli daha çok bu altbölümün ilk kısımlarında takdim edilen toprak barajlardaki dengesiz akışın değerlendirilmesine benzemektedir.

Bir baraj gölündeki su seviyesinin işletme seviyesine ulaşması durumunda su seviyesindeki mevsime veya işletmeye bağlı değişimler başlangıçtaki yükselime kıyasla genelde küçüktür ve dengesiz etkiler de daha az önem taşır. Hidrojeolojik rejimdeki uzun dönemli kalıcı değişimlerin kestirilmesi, baraj gölü sınırındaki yükün göl seviyesinin maksimum düzeyde alındığı bir dengeli rejim modeli ile gerçekleştirilebilir. Benzetişimler baraj eksenine dik, iki boyutlu, düşey enine kesitlerde veya spesifik akiferlerde iki boyutlu yatay enine kesitlerde yapılabilir. Çözümler genellikle geçirgenlik olarak bir bilgisayar yardımıyla (Remson vd., 1965) veya Altbölüm 5.2'de tanımlanan türdeki analog modellerle (van Everdingen, 1968a) elde edilebilir.

Bir baraj gölünün varlığı hidrojeolojik ortamı etkiliyorsa, hidrojeolojik ortam da baraj gölünü etkiler. Baraj tasarımcısı açısından ikinci durum daha önemlidir. Baraj tasarımcısı su temini ve siltlenme konusuna ek olarak baraj gölü tasarımı ile ilgili şu üç jeoteknik problemi göz önüne almalıdır: (1) baraj gölünde barajın kendisinden başka noktalarda meydana gelen sızmalar, (2) baraj gölü yamaçlarındaki duraysızlıklar ve (3) deprem oluşumu. Bu olayların hepsi de ya doğrudan veya gözenek basıncı etkileriyle olmak üzere yeraltı suyu şartlarından etkilenir.

Barajdan uzak mesafelerdeki noktalardan sızmalar genelde karşılaşılan olaylardandır. Bu asrın ilk yarısında Tennessee Vadisi Yönetimi'nin kireçtaşı arazisinde inşa ettiği birkaç barajda bu problemle devamlı olarak karşılaşılmıştır.

Özellikle su seviyesinin çok değişken olduğu durumlarda baraj gölü yamaçlarının duraylılığı baraj tasarımının önemli bir bölümünü teşkil eder. Özellikle 1963 yılında

İtalya'da meydana gelen Vaiont baraj gölünün işlevini yitirmesinden sonra bu konuya daha çok önem verilmiştir. 200-300 milyon m^3 malzeme Vaiont baraj gölü içine doğru kaymak suretiyle baraj gövdesinden aşan 250 m yüksekliğinde bir dalganın meydana gelmesine ve 300 milyon m^3'lük suyun mansap tarafındaki vadiye taşmasına neden olmuştur. Jaeger (1972) bu faciada 2500 kişinin öldüğünü belirtmiştir.

Baraj gölünde yükselen su derinlerdeki gerilme şartlarını da değiştirir. Göl su seviyesindeki yükselim toplam gerilmeleri arttırır ve bu da hidrojeolojik olarak dengelemelerden ileri gelen sıvı basınçlarındaki artış ile birlikte derinlerdeki efektif gerilmenin azalmasına yol açar. Carder (1970) baraj gölünün sismik aktiviteye yol açtığı çok sayıda olayı rapor etmiştir.

10.3 Tüneller İçine Yeraltı Suyu Akışı

Tünel inşaatı hariç, jeoloji ile mühendislik arasında makul bir izdivaç yaptıran başka bir mühendislik projesi herhalde yoktur. Yerel ve bölgesel litoloji, stratigrafi ve jeolojik yapının dikkate alınması sadece tercihlerin yönünü belirlemekle kalmayıp, kazı ve destek yöntemlerini de etkiler. Son zamanlarda Wahlstrom (1973) tarafından yazılan kitapta tünelciliğin tarihçesi ve gelişimi anlatılmış ve tünel planlamasında jeolojinin rolü vurgulanmıştır. Krynine ve Judd (1957) ve Legget (1962) tünelciliği mühendislik jeolojisinde genel çerçeve içinde ele almak suretiyle kısa fakat bilgilendirici açıklamalar vermişlerdir.

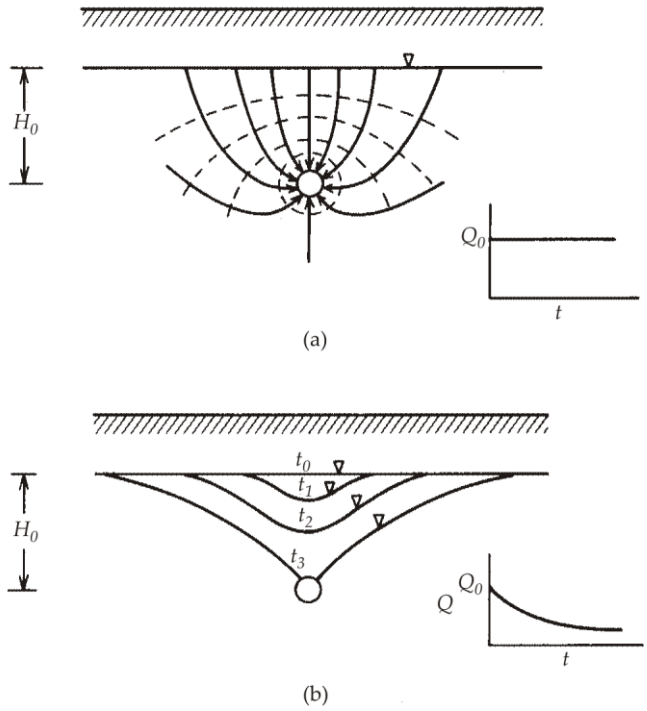
Tünelle ilgili literatürde değişik jeolojik ortamlardaki durum analizlerini konu edinen çok sayıda kaynağa rastlamak mümkündür fakat, litoloji, stratigrafi ve yapı bir durumdan diğerine değişirken ortak olan bir özellik vardır. Hangi tünel inşaatında olursa olsun, karşılaşılan en önemli jeoteknik problem inşaat sırasında tünele yeraltı suyu akışıyla ilgilidir. Tünelcilikte tecrübe edilen en kötü olaylar ileri derecede çatlaklı ve suya doygun kayaların kesilmesi sırasındaki büyük boşalımlar olmuştur. Dünyadaki bütün tünelciler bir tünelin planlanmasında, karşılaşılması muhtemel yeraltı suyu şartlarını belirlemede her türlü gayretin gösterilmesi gerektiğini bilirler.

Tüneli basabilecek yeraltı suyu akışları önceden kestirilebilirse, uygun drenaj sistemlerini tasarlamak genellikle mümkündür. Tünellerin yukarı doğru sürüldüğü şartlarda tünelin kendisi bir drenaj gibi işlev görür. Tünellerin aşağı doğru sürüldüğü durumlarda veya şaftlar şeklindeki tünel içi yapı çalışmalarında pompaj ve borulamayı da içeren daha karmaşık drenaj sistemleri gereklidir. Hangi durum söz konusu olursa olsun, tünelde karşılaşılması muhtemel su akımlarının miktarı ve debisinin doğru olarak kestirilmesi tasarım açısından önemli bir gerekliliktir. Bazan tünele su geliminin enjeksiyonlama ile azaltıldığı durumlar olmuşsa da akımın beklenmedik şekilde ve büyük miktarda olduğu durumda bu yöntem her zaman işe yaramamaktadır.

Bu altbölümde önce bir tünelin bölgesel hidrojeolojik sistemde oynadığı rolü inceleyeceğiz. Daha sonraki altbaşlıklarda iki önemli durum analizini inceleyeceğiz ve bazı kestirme yöntemlerini gözden geçireceğiz.

Dengeli veya Dengesiz Drenaj Alanı Olarak Tünel

Tüneller en basit olarak bir dren gibi davranırlar. Sadece örnek olması bakımından homojen, izotrop bir ortamda sonsuz uzunluktaki bir tüneli göz önüne alınız. Tünel duvarlarındaki basınç yükleri atmosferik alınır ve su tablası da sabit bir seviyede tutulursa, Şekil 10.16(a)'daki gibi bir dengeli akım ağı oluşturulabilir. Ortamın hidrolik iletkenliğinin bilinmesi halinde tünelin birim uzunluğu başına yeraltı suyu gelimi (Q_o) akım ağının nicel analiziyle hesaplanabilir. Aslında, jeolojik birimler heterojen ve anizotrop bile olsa, akım ağının karmaşıklığına rağmen akım ağı analiziyle dengeli rejimdeki su gelim miktarı bulunabilir fakat, bunun için değişik birimlere ait hidrolik iletkenlik değerlerinin bilinmesi gerekir.



Şekil 10.16 (a) Dengeli ve (b) dengesiz drenaj olarak tünel.

Tünelin varlığından dolayı su seviyesi aşağı doğru alçalmadığı sürece dengeli rejim yaklaşımı geçerlidir. Ancak, gözenekliliği ve özgül depolaması düşük birimlerde açılan tünel durumunda dengeli rejimin uzun süre korunması çok zordur. Tünelin yukarısında su tablasında azalmanın meydana geldiği dengesiz bir akış sisteminin oluşması [Şekil 10.16(b)] daha kuvvetli bir ihtimaldir. Bu durumda dengeli rejimde başlangıçta tünelin birim uzunluğu başına su gelim miktarı olan Q_o zamana bağlı olarak azalacaktır.

Jeolojik şartlar her zaman böyle basit ve sonsuz uzunluktaki tünelde anında açılabilir olsaydı, tünele gelen suyun miktarını hesaplamak da kolay olurdu. Ne yazık ki, bir tünel güzergahı boyunca jeolojik bileşim çok ender durumlarda Şekil 10.16'daki iki boyutlu enine kesitte olduğu gibi homojendir. Genellikle geçirgen ve daha az geçirgen birimlerin bir tekrarı söz konusudur. Zamana bağlı değişim bir tarafa; bir tünel güzergahı boyunca su gelimleri mekansal olarak çok ender durumlarda sabittir. Küçük ve beklenmeyen yüksek geçirgenlikli zonlardan boşalan aşırı miktardaki sular çoğu zaman büyük güçlüklere yol açmaktadır. Çimentolanmamış kum ve çakıl çökelleri ile kumtaşı ve kireçtaşı gibi geçirgen sedimenter kayalar su problemlerine yol açabilir. Erime boşlukları ile fay ya da diğer yapısal unsurlarla ilişkili çatlak zonları gibi yerel ikincil özelliklerin kazı aynasından büyük boşalımlara yol açması sıkça karşılaşılan problemlerdendir.

O halde kısaca, tünelciler başlıca iki çeşit yeraltı suyu gelimi problemi ile baş etmek durumundadır: (1) tünel güzergahı boyunca bölgesel gelimler ve (2) aynadaki yıkıcı gelimler. Birinci durum genellikle dengeli rejim akım ağları yardımıyla analiz edilebilmektedir. Akışlar genellikle yavaş olup, zamanla azalır. Bunlar için genellikle bir tünel drenaj sistemi tasarlamak mümkündür. İkinci tür akışları önceden kestirmek mümkün değildir. Çok büyük miktarda olabilen bu akışlar zaman içinde süratle azalır. Bunlar için ekonomik bir drenaj sistemi tasarlamak zordur ve özellikle başaşağı açılan ve bir ucu kapalı olan tünellerde büyük tehlike arz edebilirler. Birkaç tünelin inşaatı sırasında aynada 1000 *l*/s'den daha büyük su gelimlerinin olduğu rapor edilmiştir (Goodman vd., 1965).

Tünellerdeki Hidrojeolojik Tehlikeler

Tünellerdeki büyük su gelimlerine bazen yüksek sıcaklık ve zehirli gazlar da eşlik eder. Yüksek sıcaklık şartları genellikle büyük derinliklerde jeotermal gradyanın etkisiyle veya genç volkanik ya da sismik aktivitenin olduğu alanlarda gelişir. Kömür ve şeylde metan gibi patlayıcı gazların olduğu bilinmektedir. Kömür madenciliğinde bunların bedelinin ne demek olduğu çok zaman önce anlaşılmıştır. Ancak, tünelcilikte bu tür durumlarla karşılaşılma ihtimali genellikle yoktur.

Tecolate Tüneli'nde (Trefzger, 1966) bir tünelde oluşabilecek tehlikelerin hepsi birlikte gerçekleşmiş ve bu örnek tüneller konusunda klasik bir durum analizi olarak kayıtlara girmiştir. Tecolate Tüneli, Santa Barbara (California)'nın 19 km kuzeybatısındaki Santa Ynez dağlarında 1950-1955 yılları arasında açılmıştır. Uzunluğu 10,3 km ve çapı da 2,1 m'dir. Bir baraj gölünden Santa Barbara metropolüne su taşıyan bir tüneldir. Az konsolide şeyl, silttaşı, kumtaşı ve çakıltaşında açılmış olup, bir ana fay ile birkaç küçük fayı kesmektedir. Aynadaki sıcaklığı 11 ile 41 ^{0}C arasında olan büyük yeraltı suyu gelimleri ile karşılaşılmıştır. En büyük su gelim miktarı aynada 580 *l*/s ve 40 ^{0}C'ı bulan sıcaklıklarda olmuştur. 180 *l*/s debideki bir boşalım inşaatı 16 ay boyunca durdurmuş ve tüm enjeksiyonlama girişimlerini boşa çıkarmıştır. Su boşalımlarının tamamı aşırı derecede çatlaklı silttaşı ve kumtaşlarından olmuştur. Karşılaşılan

sıcaklıkların jeolojik anlamda genç bir faydaki rezidüel ısı yoluyla oluştuğu düşünülmüştür. Tüneldeki bu tahammül edilmesi güç şartlarla baş etmek için, tünel işçileri tüneldeki aynaya vagonlar içinde boğazlarına kadar soğuk suya gömülü vaziyette gidip gelmişlerdir. Banning, California yakınındaki San Jacinto Tüneli (Thompson, 1966) Colorado su havzasından Los Angeles bölgesine su sağlayan Colorado Nehri Sulama ağının bir parçasıdır. İnşaat öncesinde yapılan jeolojik incelemeler egemen kaya türünün masif granit olduğunu göstermiştir. Bazı faylarla karşılaşılabileceği belirtilmişse de, daha sonra bu yapısal unsurlarla ilişkilendirilen muazzam miktarlardaki su gelimlerini kimse önceden kestirememiştir.

Tünelin açılması, merkezî bir şaftın inşasından sonra iki yönde ilerlemek suretiyle olmuştur. Şaftdan sadece 50 m sonra 480 *l*/s olduğu tahmin edilen büyük bir su boşalımı 760 m^3 kaya molozu ile birlikte aynada göçüğe neden olmuştur. Şaftdan doğuya ve batıya doğru sınırlı uzunlukta açılmış olan tünel suyla dolmuş ve derinliği 250 m olan şaft içinde yükselerek yüzeyden 45 m aşağıda bir seviyede durmuştur.

Suyun kaynağı, özellikle çok kötü bir konfigürasyona sahip bir çatlaklı faydır. Fay zonu taban bloğunda ince ve geçirimsiz bir kil dolgu ile sınırlanmıştır. Su taşıyan kuşak, tavan bloğu içindeki ileri derecede çatlaklı kayada oluşmuştur. Tünel aynası faya taban bloğu tarafından yaklaşmış ve sonuçta bu yıkıcı su boşalımı meydana gelmiştir. Tünel içinde yapılan haritalamada iç "stratigrafisi" orijinal fay ile aynı olan 21 adet fayın varlığı ortaya çıkmıştır. Aynı tünelde daha sonra kazanılan deneyimler fay zonuna taban bloğundan yaklaşıldığında büyük boşalımların meydana geldiğini; kısa aralıklı küçük boşalımların ve toplam akışı daha geniş alana ve zamana yaymanın yıkıcı boşalımları engellediğini ortaya koymuştur.

Tüneller İçine Yeraltı Suyu Akışını Tahmin Yöntemleri

Tünellerin büyük yeraltı suyu boşalımlarını emniyetli ve etkin bir şekilde karşılaması bekleniyorsa, hidrojeologlar ve jeoteknik mühendisleri daha güvenilir hesaplama yöntemleri geliştirmek durumundadır. Literatürde bulabildiğimiz, tünellere yeraltı suyu boşalımını hesaplayan tek teorik analiz Goodman vd. (1965)'ne aittir. Bu araştırmacılar problemi başlangıçta çok iyi ele almışlar fakat sonunu iyi getirememişlerdir. Hidrolik iletkenliği *K* olan homojen ve izotrop bir ortamda, dengeli rejimde bir dren gibi davranan *r* yarıçapındaki tünelin [Şekil 10.16(a)] birim uzunluğu boyunca boşalımı aşağıdaki eşitlikten hesaplanır:

$$Q_o = \frac{2\pi K H_o}{2{,}3\log(2H_o / r)} \tag{10-17}$$

Bunların dengesiz durum [Şekil 10.16(b)] analizi, dengeli rejimin bittiği andan itibaren herhangi bir *t* zamanında, tünelin birim uzunluğu boyunca kümülatif boşalım miktarının

$$Q(t) = \left(\frac{8C}{3} K H_o^3 S_y t \right)^{0,5} \qquad (10\text{-}18)$$

eşitliğinden bulunabileceğini gösterir. Burada, K: ortamın hidrolik iletkenliği, S_y: özgül verim ve C: bir sabittir. Ancak, (10-18) eşitliğinin elde edilmesinde bir dizi kısıtlayıcı varsayım bulunmaktadır. Su tablasının parabolik şekilli olduğu ve Dupuit-Forchheimer yatay akış varsayımları geçerlidir. Ayrıca, (10-18) eşitliği su tablası alçalımı tünele ulaştıktan sonra; yani, Şekil 10.16(b)'de t_3 zamanından sonraki akış şartları için geçerlidir. (10-18) eşitliğindeki C sabiti Dupuit-Forchheimer teorisine dayalı olarak 0,5 olmalıdır fakat, Goodman vd. (1965) laboratuvar model çalışmalarına dayalı olarak daha uygun bir değer olan 0,75'e yakın sayı bulmuşlardır. (10-18) eşitliği akışın logaritmik derece mertebesinde olduğu tasarımlar için kullanılabilirse de tedbirli olmakta yarar vardır.

Şekil 10.16'da idealize edilmiş konfigürasyonların dışındaki daha karmaşık hidrojeolojik ortamlarda her özel durum için geçirgenlik matematiksel modeller hazırlanabilir. Goodman vd. (1965) su taşıyan düşey bir zondan aynaya su gelimini kestirmede dengesiz analizi kullanan bir yöntem öne sürmüşlerdir. Wittke vd. (1972) eklemli kayada açılmış bir tünel hattına sonlu elemanlar modelinin uygulanmasını açıklamışlardır. Bunların yaklaşımı Goodman vd. (1965)'nin takip ettiği süreklilik yaklaşımı yerine çatlaklı kayadaki süreksizlik yaklaşımına dayalı olmuştur.

Bu altbölümde tünelin sadece *inşaat* aşamasında ortaya çıkan yeraltı suyu problemlerini göz önüne aldık. Tünelin yapılış amacı su nakli olacaksa ve ayrıca taşınan suda basınç söz konusu ise, o zaman işletme sırasında tüneldeki akış ile yeraltı suyu akışı arasındaki etkileşimin tasarımda dikkate alınması gerekir. Tünelin kaplamasız olması durumunda, tünel sınırındaki kayalarda oluşan yüksek hidrolik yüklerin etkisiyle bölgesel akış sistemine su kaçışı söz konusu olacaktır. Tünelin kaplanması halinde ise, tasarımda tünel boş olduğu zaman kaplamaya dışardan gelen ve yeraltı suyunun neden olduğu basınç dikkate alınmalıdır.

Bu amaçlar için dengeli ve dengesiz rejim akım ağlarının kullanımı yine bir avantaj olabilir. Tasarım konusunda daha fazla ayrıntı için okuyucunun Krynine ve Judd (1957) ve Jaeger (1972) tarafından yazılmış mühendislik jeolojisi veya kaya mekaniği kitaplarına başvurması önerilir.

10.4 Kazılara Yeraltı Suyu Boşalımı

Su tablası altında yapılması gereken mühendislik kazılarında yeraltı suyu boşalımları ile karşılaşmak olağandır. Boşalım hızları kazının boyut ve derinliği ile kazılan kaya veya zeminin hidrojeolojik özelliklerine bağlıdır. Zemin veya kaya formasyonlarının hidrolik iletkenliğinin düşük olduğu yerlerde sadece küçük boşalımlar söz konusu olup, küçük bir çukurdan veya toplama hendeğinden pompaj ile halledilebilmektedir. Böyle durumlarda çok ayrıntılı hidrojeolojik analizlere çoğu zaman gerek duyulmaz. Diğer durumlarda, özellikle silt ve kumlarda kazıdaki suyun giderilmesi mühendislik inşaat ve tasarımının önemli bir bölümünü oluşturur.

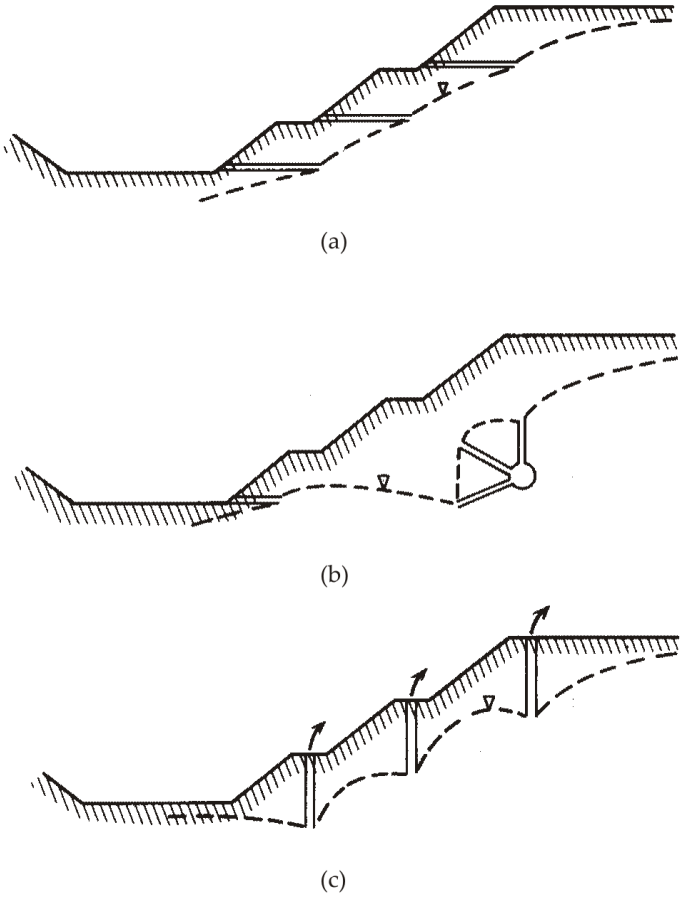
Drenaj sistemlerinin su tablasının alçaltılması ve sızmanın önlenmesi dışında başka işlevleri de vardır. Kazı tabanındaki kaldırma kuvvetlerini ve kaldırma gradyanlarını azaltırlar ve böylece de kazı tabanının kabarmasını ve borulanmayı önlerler. Drene edilmiş bir kazının şevlerindeki gözenek basınçları da azalır ve şev duraylılığında iyileşme olur. Açık maden ocaklarının tasarımında bu konu bir açıdan çok önemlidir; gözenek basınçlarının azaltılmasıyla ocağın şevlerinde 1 derecelik bir artış sağlanabilirse kazıdan tasarruf edilecek miktar milyon dolarlar mertebesinde olabilir.

Kazıların Drenajı ve Sudan Arındırılması

Kazılara yeraltı suyu boşalımının engellenmesi birkaç şekilde sağlanabilir. Sharp (baskıda) halen yaygın olarak kullanılmakta olan yöntemlerin bir listesini vermiştir: (1) şev yüzeyinde açılmış yatay drenaj delikleri, (2) şev tepe noktalarının gerisinde veya şev yüzeyindeki palyelerde açılmış düşey dren kuyuları, (3) şevin arkasında, çevresinde ışınsal drenaj delikleri olan veya olmayan drenaj galerileri ve (4) şev yüzeyinde veya tabanında açılmış drenaj hendekleri. Bu tekniklerden ilk üçü ile kazı etrafındaki su tablasının etkin bir şekilde düşürülmesi Şekil 10.17'de görsel olarak ifade edilmiştir.

Yatay drenler en ucuz, en çabuk ve en esnek drenaj yöntemidir. Piteau ve Peckover (baskıda) bunların kaya şevlerinde tasarımı ve uygulanması ile ilgili olarak çok sayıda pratik öneride bulunmuştur. Galeri veya düşey kuyular daha yüksek maliyetlidir fakat, şev yüzeyindeki aktivitelere engel olmayışları avantajlarıdır. Bu yöntemler sayesinde kazı öncesinde yapılan drenaj ile kazının kuru şartlarda yapılması sağlanabilmektedir. Kazıların pompaj kuyuları veya kuyu noktalarına dayalı olarak sudan arındırılmasının tasarımında Altbölüm 8.3'de sunulan çok kuyulu sistemin ilkeleri uygulanmalıdır. Su tablasının kazıdaki düşüm konisi her kuyu veya kuyu noktasında oluşan münferit düşümlerin girişimi ile elde edilir. İletimlilik ve depolama katsayıları genellikle daha önce açılmış kuyulardan bulunur ve sistemin geri kalan kısmının tasarımı da bu değerlere dayandırılır. Briggs ve Fiedler (1966) ve Cedergren (1975) sudan arındırma sistemlerinin pratik yönleri hakkında ayrıntılı açıklamalar vermiştir. Bir kuyu noktasında bir aşamada pratikte elde edilebilecek en büyük düşümün yaklaşık 5 m olduğu gözlenmiştir. Bazı derin kazılardaki sudan arındırma işlemleri kimi zaman sekiz aşamalı kuyu noktası ile yapılmıştır.

Vogwill (1976) bir açık maden ocağındaki sudan arındırma problemleri konusunda mükemmel bir vakıa analizi sunmuştur. Kanada'nın Kuzey Batı Eyaletleri'ndeki Pine Point'de Devoniyen resif kompleksindeki bir dizi açık ocakta kurşun-çinko üretimi yapılmaktadır. İletimlilik değerleri 0,005-0,01 m^2/s (30.000-70.000 A.B.D. gal/gün/ft) aralığında ve pompaj kuyularıyla yapılan sudan arındırma işleminde değişik ocaklardan 60 ile 950 *l*/s (1.000-15.000 A.B.D. gal/dak) aralığındaki debilerle çekim yapılmıştır. Vogwill sudan arındırma işleminin gerekliliklerinde ve maliyetindeki artışların gelecekteki açık maden işletme programlarında tamamen belirleyici bir faktör olabileceği sonucuna varmıştır.



Şekil 10.17 Kazıların (a) yatay drenlerle; (b) ışınsal dren delikli drenaj galerileriyle; (c) üç aşamalı çakma kuyu sistemiyle sudan arındırılması.

Güney Ontario'daki Welland Kanalı'nın güzergahının yeniden belirlenmesi sırasında sudan arındırma işleminin farklı bir örneği uygulanmıştır. Erie Gölü ile Ontario Gölü arasındaki Niagara Yarımadası'nı enine kesen Welland Kanalı, Büyük Göller bölgesindeki taşıma rotası içinde önemli bir bağlantı yoludur. Kanal güzergahının bir kısmında 1968 yılında yapılan değişiklik ile 13 km yeni kanal kazısı gerçekleştirilmiştir. Tasarımda, iki noktadaki kaldırma ve şev yenilmesi tehlikelerinin azaltılması ve kazı sırasında kanalın bazı kesimlerinin sudan arındırılması için bölgesel akiferdeki basıncın devamlı surette azaltılması gereği ortaya çıkmıştır.

Farvolden ve Nunan (1970) ve Frind (1970) sudan arındırma programının hidrojeolojik yönlerini tartışmışlardır. Bölgedeki esas akifer, 20-30 m kalınlığında, geçirgenliği düşük, çimentolanmamış buzul ve gölsel çökellerin hemen altında ve temel kayasının üst seviyesindeki ince ve çatlaklı dolomittir. Yeni tünel güzergahı

boyunca kapsamlı bir sondaj ve örnekleme programı gerçekleştirilmiş ve değişik noktalarda gerek yüzeysel çökeller ve gerekse temel kaya içerisinde piyezometreler yerleştirilmiştir. Akifer katsayılarını belirlemeye yönelik olarak dolomit akiferde yapılan pompaj deneyleri iletimliliğin çok değişken olduğunu ve bazen 0,015 m^2/s gibi yüksek değerlere de (90.000 IGPD/ft) çıkabileceğini göstermiştir. Bu yüksek iletimlilik değerlerinin proje üzerinde hem olumlu hem de olumsuz etkileri olmuştur. Olumlu tarafı, inşaat alanının tamamının sadece dört merkezdeki pompajla sudan arındırılabilmiş olmasıdır. Olumsuz etkisi ise; şahıs, belediye ve sanayi kuyularının da çekim yaptığı akiferde geniş alanlara yayılan düşüm konisinin oluşmuş olmasıdır. Tahmin amacıyla geçirgenlik bir akifer benzetişimi yapılmış ve ayrıca girişim alanlarında düşümün etkisinin belirlenmesi de amaçlanmıştır. Benzetişim sonuçları, yaklaşık 100 *l*/s'deki pompaj debilerinin yeni güzergah boyunca gerekli olan 10 m'lik düşümleri sağlayacağını göstermiştir. Yapılan bu benzetişim, ayrıca kanaldan 12 km uzaktaki su seviyelerinin bile eliptik düşüm konisinden etkileneceğini göstermiştir.

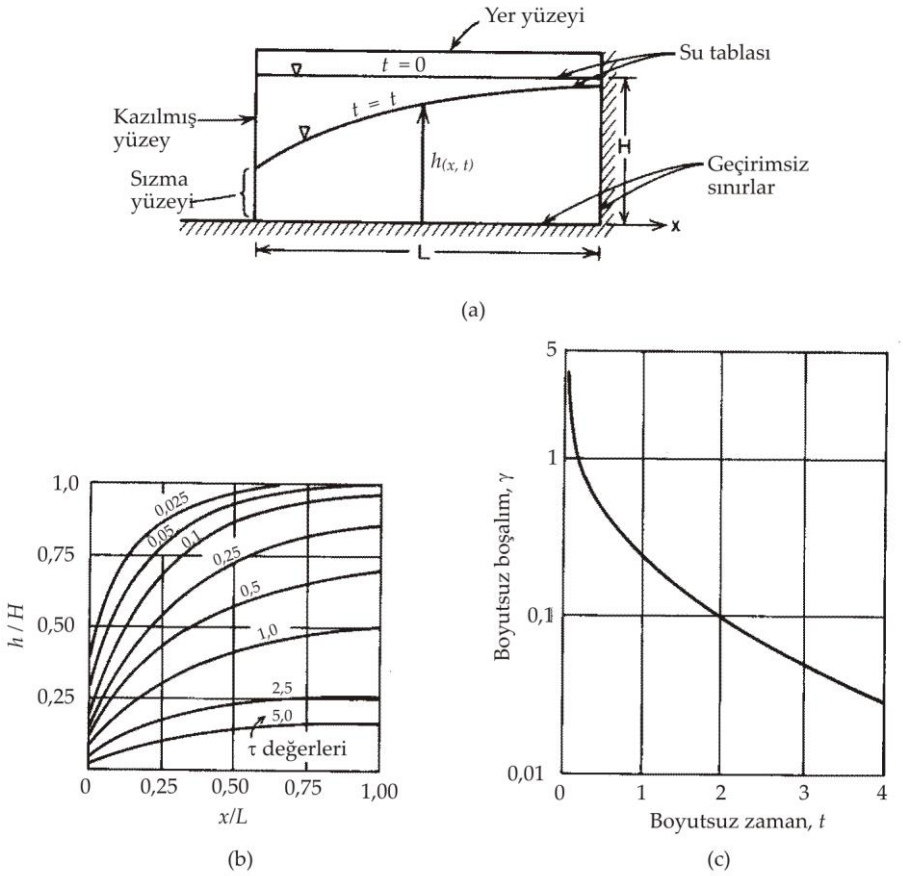
Kazılar İçine Yeraltı Suyu Boşalımlarının Tahmin Analizi

Kazılara yeraltı suyu boşalımının kestirilmesinde kullanılan nicel yöntemlerin gelişimi uygulamalı yeraltı suyu hidrolojisindeki diğer pekçok problem için sağlanan gelişmelerin biraz gerisinde kalmıştır. Yazarlarca bilinen tek analitik yöntem, büyük serbest akiferlerden yüzey baraj göllerine gelen suyun hidrografı için tasarlanmış tahmin yöntemlerinden yapılan benzetişimlerdir. Brutsaert ve grubundaki diğer araştırmacılar daha önce Şekil 5.14'de verilen problemi yine aynı şekilde verilen yöntemleri uygulayarak incelemişlerdir. Brutsaert (1970) tam bir doygun-doygun olmayan sistemi geçirgenlik yöntem ile çözmüştür. Verma ve Brutsaert (1971) problemin iki boyutlu, doygun, serbest yüzeyli şeklini geçirgenlik yöntemle; bir boyutlu, doygun ve Dupuit varsayımlarıyla sadeleştirilmiş şeklini de analitik olarak çözmüşlerdir. Şekil 10.18'deki kestirme yöntemi bir laboratuvar modeli ile geliştirilmiş önceki bir çalışmaya (Ibrahim ve Brutsaert, 1965) dayalıdır. Buradaki sonuçlar daha sonra Verma ve Brutsaert (1970, 1971)'ın matematiksel yöntemleri ile teyid edilmiştir.

Şekil 10.18(a)'da, analize konu olan bölümün iki boyutlu enine kesitinin geometrisi görülmektedir. Kazılardaki yeraltı suyu boşalımını kestirmede sadece şu varsayımlar ve sınırlayıcı durumlar altında kullanılır: (1) kazı yüzeyi düşeydir, (2) kazı anlık olarak gerçekleştirilir, (3) hidrojeolojik sistemdeki başlangıç ve sınır koşulları Şekil 10.18(a)'daki gibidir, (4) jeolojik katman homojen ve izotroptur ve (5) kazı uzun ve şekli de dairesel olmak yerine iki boyutlu kartezyen koordinatlarının uygulanacağı şekilde düzdür. Bu varsayımlar kısıtlayıcı gözükse de, sağladığı sonuçlar açısından bakıldığında daha karmaşık sistemlerin muhtemel dengesiz tepkilerini hesaplamada yararlı bulunmaktadır.

Şekil 10.18(b)'de su tablasının dengesiz tepkisi boyutsuz düşüm (h/H) ve boyutsuz mesafe (x/L) grafiği şeklinde verilmiştir. τ parametresi boyutsuz bir zaman olup,

$$\tau = \frac{KH}{S_y L^2} t \tag{10-19}$$



Şekil 10.18 Bir kazı içine yeraltı suyu boşalımının hesaplanması (Ibrahim ve Brutsaert, 1965'den).

şeklinde ifade edilir. Burada, H ve L Şekil 10.18(a)'dan tanımlanan büyüklükler, K ve S_y akiferin hidrolik iletkenliği ve özgül verimi ve t de zamandır. Şekil 10.18(c)'deki boyutsuz boşalım (γ),

$$\gamma = \frac{S_y L}{KH^2} q \tag{10-20}$$

bağıntısıyla tanımlanır. Dışarı akış q=$q(t)$ Şekil 10.18(a)'daki düzleme dik yönde, kazının birim uzunluğu başına sızma yüzeyinden kazı içine doğru gelen akım hızıdır (boyutları L^3/T'dir). Bu yöntemi özel bir duruma uygulamak için K, S_y, H ve L'nin bilinmesi gerekir. τ (10-19) eşitliğinden hesaplanır ve $h(x,t)$ de Şekil 10.18(b)'den bulunur. Şekil 10.18(c)'den bulunan $\gamma(\tau)$ değerleri (10-20) eşitliği vasıtasıyla $q(t)$

değerlerine dönüştürülebilir. Bu formül ve grafikler istikrarlı tüm birim sistemleri ile kullanılabilir.

Benzer analizleri dairesel şekilli açık ocaklar ile dış sınırı geçirimsiz sınır yerine bir sabit yük sınırı olan ve tüm $t > 0$ için $h(L,t) = H$ olan durumlarda yapmak mümkündür.

Önerilen Kaynaklar

CASAGRANDE, A. 1961. Control of seepage through foundations and abutments of dams. *Géotechnique*, 11, pp. 161-181.

GOODMAN, R. E., D. G. MOYE, A. VAN SCHALKWYK, and I. JAVANDEL. 1965. Ground water inflows during tunnel driving. *Eng. Geol.*, pp. 39-56.

JAEGER, J. C. 1971. Friction of rocks and stability of rock slopes. *Géotechnique*, 21, pp. 97-134.

TERZAGHI, K. 1950. Mechanism of landslides. *Berkey Volume*: *Application of Geology to Engineering Practice*. Geological Society America, New York, pp. 83-123.

BÖLÜM 11

Yeraltı Suyu ve Jeolojik Süreçler



Çoğu jeolojik süreçlerde yeraltı suyu önemli rol oynar. Meselâ, faylarda biriken sıvı basınçlarının fay hareketini kontrol eden bir etkiye sahip olduğu ve depremlerin oluşumuna yol açtığı artık bilinmektedir. Bir başka açıdan bakılırsa, jeolojik sistemlerdeki ısı transferi ve kimyasal bileşenlerin oluşumundan sorumlu olan yeraltı akış sistemleridir ve sonuçta jeotermal sistemlerin gelişiminde, plüton sokulumunun termodinamiğinde ve maden yataklarının oluşumu gibi süreçlerde yeraltı suyu önemlidir. Yeraltı suyu akış sistemi daha derinlerde petrolün göçü ve birikmesini kontrol eder. Yüzeye yakın yerlerde karst oluşumu, doğal yamaç gelişimi ve dere yatağı erozyonu gibi jeomorfolojik süreçlerde rol oynarlar.

Bu bölümde yeraltı suyunun bu tür ve diğer jeolojik süreçlerdeki rolünü ele alacağız. Açıklamalar kısa olup, verilen konu ve kaynaklar da bezdirici değildir. Ele aldığımız gelişmelerin çoğu yenidir. Yeraltı suyu akışının jeolojik süreçler üzerindeki etkileri bugüne kadar yapıla gelen araştırmalarda kapsamlı olarak incelenmemiştir.

11.1 Yeraltı Suyu ve Yapısal Jeoloji

Jeolojik görüşler konusunda son zamanlardaki ilginç gelişmelerden biri, yeraltı suyu basınçlarının fay hareketlerini etkilemesi ve bunun depremlerin tahmininde ve önlenmesinde taşıdığı anlam ile ilgilidir. Bu kavramları ilk olarak öne sürenler, sıvı basıncının bindirme faylanması mekanizmasındaki rolünü klasik makalesine konu edinen Hubbert ve Rubey (1959)'dir.

Hubbert-Rubey Bindirme Fayı Teorisi

Hubbert ve Rubey uzun süren bir jeolojik bilmeceyi çözme peşindeydi. Devasa büyüklükteki blokların büyük mesafelere çok düşük açılı bindirme fayları ile itilerek taşınmış olması, arazi gözlemlerine dayalı olan ve 1800'lerin başından beri bilinen bir konudur. Stratigrafik kalınlığı binlerce metreyi bulan ve onlarca km yol kat etmiş olan

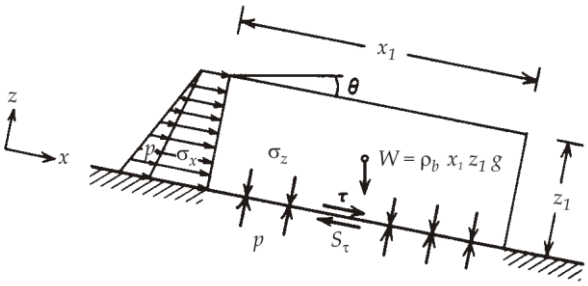
çok sayıda bindirme fayı haritalanmıştır. Burada anlaşılamayan tek şey hareket mekanizması idi. İlerleme mekanizması olarak yatay tektonik kuvvetlerin veya yerçekimi kaymalarının uygulandığı çok sayıda hesaplamalar yapılmış fakat, fay düzlemi üzerinde gerçekçi olmayacak kadar küçük sürtünme direnci gerektiğinden hepsi de başarısızlığa uğramıştır. Analizlerde sürtünme katsayısı için gerçekçi değerler kullanıldığında, bindirmeyi sağlayacak yatay kuvvetlerin bilinen tüm kayaların dayanımından çok daha büyük gerilmelere yol açacağı görülmüştür.

Hubbert ve Rubey bu mekanik paradoksu Altbölüm 10.1'de geliştirilen Mohr-Coulomb yenilme teorisindeki efektif gerilme formülünü uygulamak suretiyle çözmüştür. Bu araştırmacıların yaptığı analiz, derinlerdeki fay düzlemleri üzerinde sıvı basıncını hesaba katan ilk analizdir. Yazarlar (10-8) eşitliğindeki ilişkiyi kullanmışlar fakat, düz bir fay düzlemi için makul olan bir varsayımı kullanarak, kohezyonlu dayanımı ihmal ederek c'=0 almışlardır. Yenilme kriteri bu durumda

$$S_\tau = (\sigma - p)\tan\phi' \tag{11.1}$$

olur. Burada, S_τ: hareketin başlaması için aşılması gerekli kayma dayanımı, σ: fay düzlemine etkiyen normal gerilme, p: sıvı basıncı ve ϕ': kaya-kaya ara yüzeyinin içsel sürtünme açısıdır. (11-1) eşitliğindeki büyük p değerlerinin fay düzlemi üzerindeki efektif gerilmenin normal bileşenini azaltacağını ve böylelikle kayma için gerekli olan kesme gerilmesinin kritik değerinin azalacağını düşünmüşlerdir. Azalmış olan bu kesme gerilmelerini üretmek için gerekli olan sürücü yatay kuvvetlerin kaya dayanımını aşmadığını göstermişlerdir. Yüksek sıvı basınçlarının büyük derinliklerde yaygın olarak oluştuğuna dair iddialarını desteklemek için, petrol sahalarında yapılan ölçümleri değerlendirmişlerdir. Bölgesel akış sistemi konusundaki son gelişmeler (6. Bölümde açıklandığı gibi) bu yüksek sıvı basınçlarının, yerkabuğunun üstteki birkaç bin metrelik kısmındaki heterojen jeolojik ortamda bulunan yeraltı akışkan hareketi sistemlerinin doğal bir sonucu olduğunu açık bir şekilde göstermektedir.

Şekil 11.1'de Hubbert ve Rubey'in boyutları x_1 ile z_1 olan, θ açıyla eğimli düzlem üzerinde arkadan itilen bir bindirme bloğunun serbest cisim diyagramının kopyası görülmektedir. Blok, arka kenara uygulanan toplam gerilme (σ_x+p) ve ağırlığın kayma



Şekil 11.1 Eğimli bir fay düzlemi üzerindeki itki bloğu üzerinde harekete geçme sınırındaki gerilme dengesi (Hubbert ve Rubey, 1959'dan).

düzlemine paralel bileşeninin ortak etkisiyle sürülmektedir. Bloğun tabanında bir kesme gerilmesi oluşur ve potansiyel kayma noktasında $\tau = S_\tau'$dir; burada, S_τ: fay düzleminin (11-1) eşitliği ile verilen kayma dayanımıdır. Diyagrama dik yönde ve kalınlığı bir birim olan düzlemde etkiyen kuvvetlerin dengesi,

$$\int_0^{z_1} (\sigma_x + p)dz + \rho_b g z_1 x_1 \sin\theta - \int_0^{x_1} (\sigma_z - p)\tan\phi' dx = 0 \qquad (11\text{-}2)$$

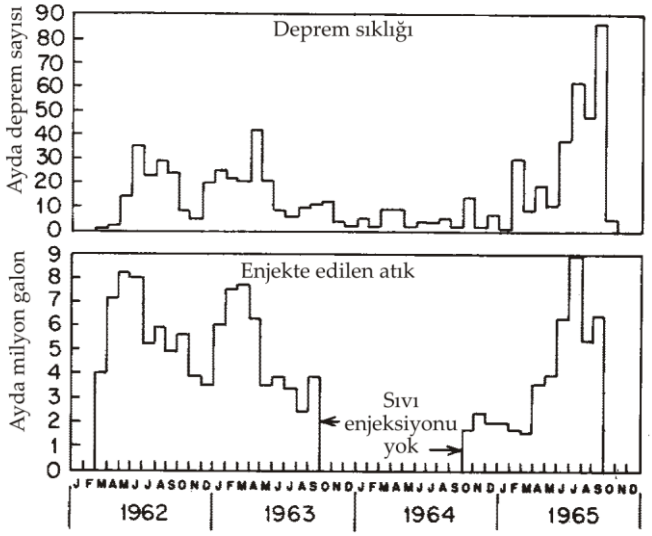
ifadesiyle verilir. Burada, ρ_b kayanın yığınsal yoğunluğudur. Hubbert ve Rubey (11-2) eşitliğini bu mekanizma ile hareket edebilen mekanizmanın maksimum uzunluğu x_1 için çözmüşlerdir. Böyle bir hesaplamayı yapabilmek için, geometrik parametreler olan θ ile z_1'in; mekanik parametreler ϕ' ile ρ_b'nin ve fay düzlemi üzerindeki sıvı basıncı p'nin bilinmesi gerekir. Hubbert ve Rubey bu son parametreyi $\lambda = p/\sigma_z$ oranı cinsinden ifade etmiştir. Tipik ρ_b değerine sahip fay düzlemi üzerinde duran, tipik ρ_b değerinde ve 6000 m kalınlığındaki bir blok için hesaplanmış x_1 değerlerini tablo halinde vermişlerdir. 0-10^0 aralığındaki θ değerleri ve 0-0,95 aralığındaki λ değerleri için hareket ettirilebilecek bloğun maksimum uzunluğu 21 ile 320 km arasında değişir. Bu uzunluklar, bindirmiş fay bloklarının gözlenen seyahat mesafeleri ile uyum içerisindedir. Hubbert ve Rubey bu nedenle, fay düzlemi civarında yeraltı suyundaki sıvı basıncının dikkate alınması durumunda bindirme faylarının oluşum mekanizmasındaki paradoksun ortadan kalkacağı sonucuna varmıştır.

Deprem Tahmini ve Kontrolü

Depremler fay bloklarının hareketinin fiziksel kanıtlarıdır. Hubbert-Rubey teorisi bu nedenle deprem oluşumuyla ilişkilidir. Artan sıvı basınçlarının deprem oluşumuna etkisinin heyecan verici teyidi 1960'ların sonunda Denver, Colorado yakınında bulunan ve şimdilerde meşhur olan Rocky Mountain Arsenal atık kuyusuyla ilişkili olarak biraz da sürpriz bir şekilde olmuştur.

Nisan 1962'den Eylül 1965'e kadar olan dönemde Denver civarında 710 küçük deprem kaydedilmiştir. Bu dönemden önce bu alanda meydana gelen en son deprem 1882'de meydana geldiğinden, bu gelişme sismolojik açıdan bir bilmece gibi değerlendirilmiştir. Bilmece, Evans (1966)'ın ilk depremin A.B.D. Ordusu'nun Rocky Mountain Arsenal'daki bir atık kuyusuna sıvı enjeksiyonunun yapıldığı tarihten 1 ay sonra meydana gelmesine dikkat etmesiyle çözülmüştür. Enjeksiyon kuyusu Arsenal'daki bir kimyasal madde fabrikasında üretilen kirlenmiş suların bertarafı için tasarlanmıştı. Sedimenter kayalar içinde açılan 3671 m derinliğindeki kuyu Prekambriyen şist ve granit gnaysına kadar inmiştir. Enjeksiyon işlemi 12-25 *l*/s debi ve 3-7 x 10^6 N/m^2 basınç altında yapılmıştır. Evans 1962-1965 döneminde enjekte edilen sıvı hacmi ile deprem oluşum sıklığı arasında yakın bir ilişki olduğunu gözlemiştir (Şekil 11.2). Bu konuda yapılan daha ileri düzey araştırmalar tüm şokların

dışmerkezlerinin (episantır) Rocky Mountain Arsenal'ın merkezini teşkil ettiği 16 km çapındaki dairesel bir alanda meydana geldiğini göstermiştir.



Şekil 11.2 Denver civarında 1962-1965 arası dönemde deprem oluşum sıklığının Rocky Mountain Arsenal deşarj kuyusundaki kirlenmiş atık suyu enjeksiyonu ile ilişkisi (Evans, 1966'dan).

Denver kümesinde oluşan depremlerin her birinin Arsenal kuyusu civarında derinlerde bulunan muhtemel bir fayın hareketini yansıttığı düşünülmüştür. Görünüşe göre, enjeksiyonun neden olduğu sıvı basıncı artışları küçük fay hareketlerini tetiklemede etkili olmuştur. Evans'ın gözlemleri bu şekilde Hubbert ve Rubey (1959)'nin teorik hesaplamalarının geçerliliğini ikna edici bir şekilde doğrulamıştır. Healy vd. (1968) mevcut kanıtları kapsamlı bir şekilde inceledikten sonra Hubbert-Rubey mekanizmasının Denver depremlerinin tetiklenmesi konusunda eksiksiz ve tatmin edici bir açıklama getirdiği sonucuna varmıştır.

Artan sıvı basınçları fay hareketini teşvik ediyorsa, o halde azalan sıvı basınçlarının da fay hareketini geciktirmesi gerekir. Böyle bir durumda depremlerin önlenme ihtimali de artmış olur. Sismologlar ve yeraltı suyu hidrologları faylanma sürecinde insan müdahalesinin ne ölçüde etkili olduğunu birlikte incelemektedirler. Bu konuda düşünülen senaryo, California'daki San Andreas gibi bir fayı alıp, uzunluğunun önemli bir kısmını sudan arındırdıktan sonra fay zonuna tekrar su enjekte etmek suretiyle fayın küçük bir bölümünü kontrollü bir şekilde harekete geçirmektir. Bu tür bir girişim ile, bir fayın biriktirdiği enerji küçük depremler oluşturmak suretiyle kademeli şekilde azaltılarak, yıkıcı depremlerin oluşmasının engellenebilme ihtimali vardır.

Böyle bir senaryonun ciddî şekilde ele alınmasıyla ortaya çıkabilecek sosyal ve etik kargaşalar, uygulamada teknik anlamda başarısızlık meydana geldiğinde ortaya

çıkacak çok önemli olumsuzluklarla beraber, yoğun nüfuslu alanlarda bu tür bir deprem önleme girişimini erteleyebilir ve hatta engelleyebilir. Ancak, nüfus yoğunluğunun az olduğu Rangely (Colorado) petrol sahası yakınında halihazırda büyük ölçekli arazi deneyleri yapılmış bulunmaktadır. Rangely sahası, petrol rezervuarından yapılan çekimlerin son evrelerinde ortaya çıkan sismik aktiviteye dayalı olarak seçilmiştir. "Suyla cıvıtma" yaklaşımı olarak bilinen yöntemi kullanan ikincil kazanım programı çerçevesinde kuyulara sıvı enjeksiyonu yapılmıştır. Healy (1975) petrol sahasındaki faaliyetler ile ilgili depremlerin 1969'dan 1974'e kadar gözlendiğini belirtmiştir. Aktif zondaki sıvı basıncının maksatlı olarak değiştirilmesi 1970'de başlamış ve Aralık 1973'e kadar devam etmiştir. Deneyin ilk aşamasında deprem zonundaki sıvı basıncı azaltılmış ve özellikle kontrol kuyularından 1 km içindeki alanda sismik aktivitede önemli bir düşüş meydana gelmiştir. Kasım 1972'de basınç arttırılmış ve bir dizi yeni deprem meydana gelmiştir. Mart 1973'de pompaj tersine çevrilmiş; deprem oluşturan zondaki sıvı basıncı düşmüş ve deprem aktivitesi azalmıştır. 6 ay sonra ise enjeksiyon kuyularından itibaren 1 km'lik alan içinde hiçbir deprem olmamıştır.

Aynı çalışmanın bir parçası olarak, Raleigh vd. (1972) petrol sahasındaki kuyulardan alınan karot örneklerinin laboratuvarda sürtünme özelliklerini ölçmüştür. Bu veriler, yerinde yapılan ölçüm sonuçlarıyla birlikte kullanılarak, deprem oluşturduğu düşünülen sıvı basınçlarından bağımsız olarak hesaplamalar yapılmıştır. Kritik sıvı basıncı $p = 2{,}57 \times 10^7$ N/m^2 olarak tahmin edilmiştir. Rezervuarın sismik olarak aktif kesiminde depremlerin sıkça meydana geldiği zaman yapılan ölçümler sıvı basıncının $2{,}75 \times 10^7$ N/m^2 olduğunu göstermiştir. Healy (1975)'ye göre Rangely deneyleriyle, deprem oluşum mekanizmasında sıvı basınçlarının ne kadar kritik bir parametre olduğu kuşkuya yer bırakmayacak şekilde anlaşılmıştır.

Faylar üzerindeki çok ayrıntılı basınç ölçümlerinin yaklaşan depremi önceden tespit etmede kullanılabileceği de öne sürülmüştür. Scholz vd. (1973) deprem tahmininde *dilatans modelini* kullanmış ve bir faydaki hareketin tetiklenmesinden hemen önce sıvı basıncı ile gerilme alanı arasındaki etkileşimin oynadığı rolü tanımlamıştır.

11.2 Yeraltı Suyu ve Petrol

Petrolün kökeninin çökelme esnasında ince dokulu sedimentlerle birleşen organik madde olduğu artık yaygın bir görüştür (Weeks, 1961; Hedberg, 1964; Levorsen, 1967). Ancak, organik maddece zengin killer ve şeyller dünyanın değişik yerlerindeki sedimenter havzalarda gerek yayılım ve gerekse hacim olarak bol miktarda bulunmasına rağmen, petrolün günümüzdeki birikimleri sadece yerel konsantrasyonlarla sınırlı ve miktarı da oldukça azdır. Dahası, petrol kil veya şeyl içinde değil de, iri dokulu kumtaşları ile gözenekli veya çatlaklı karbonat kayalarında bulunmaktadır. Görünüşe bakılırsa, petrol orijinalde genişçe dağılım gösterdiği yerlerden şimdiki konsantrasyon ve kapan pozisyonlarına önemli bir göçten sonra gelmiş olmalıdır. Bu göç sırasında petrol yeraltındaki suya doygun ortamda suyla karışmayan ve muhtemelen de minör bir bileşendir. Bu nedenle, göç sürecinin ve petrol

birikiminin bölgesel yeraltı akış suyu sistemleri hakkındaki bilgilerimize dayalı olarak incelenmesi gerekir. Böyle bir inceleme petrol arama alanında branşlara ayrılmaktadır.

Petrolün Göçü ve Birikmesi

Petrol göçü çoğu zaman iki basamaklı bir süreç olarak değerlendirilir. *Birincil göç* su ve bünyesindeki petrolün sedimenter sistemdeki ince taneli çökellerden daha geçirgen akiferlere itilme sürecine işaret eder. *İkincil göç* terimi ise, petrol ve suyun geçirimli akifer sistemlerinden petrol ve gaz haznelerinin oluştuğu yapısal ve stratigrafik kapanlara göçü için kullanılmaktadır.

Birincil göç, yeni çökelmiş ince taneli sedimentlerin konsolidasyon sürecinin bir sonucu olarak değerlendirilebilir. Bredehoeft ve Hanshaw (1968) bir sedimenter istifin üstüne devamlı surette eklenen çökellerden ileri gelen ilave yüklerin etkisinin önemli derecede konsolidasyon oluşturmaya yeterli olduğunu göstermiştir. Bu mekanizma, Altbölüm 8.12'de ele alınan tasmanınki ile özdeştir. Bir daha vurgulamak gerekirse, bu sürecin anlaşılması yine efektif gerilme denklemi ile ilgilidir:

$$\sigma_T = \sigma_e + p \tag{11-3}$$

Bu durumda, tasman durumundaki aşırı pompajla oluşandan farklı olarak, konsolidasyon sürecini sağlayan mekanizma sıvı basıncında (p) yapay bir değişim olması yerine toplam gerilmedeki (σ_T) doğal değişimdir. Her iki durumda da ortaya çıkan sonuç, efektif gerilmede (σ_e) bir artış olması ve ileri derecede sıkışabilir ince taneli çökellerin kompaksiyonudur. Konsolidasyon süreci sırasında ince taneli çökeller arasındaki su sistemdeki akiferlere doğru itilir. Konsolide olan çökellerdeki sıcaklık ve basınç ortamının organik maddenin hareketli petrole dönüşümü için olgunlaşma sürecine elverişli olması halinde, suyun bünyesindeki petrol de suyla beraber bu akiferlere göç eder.

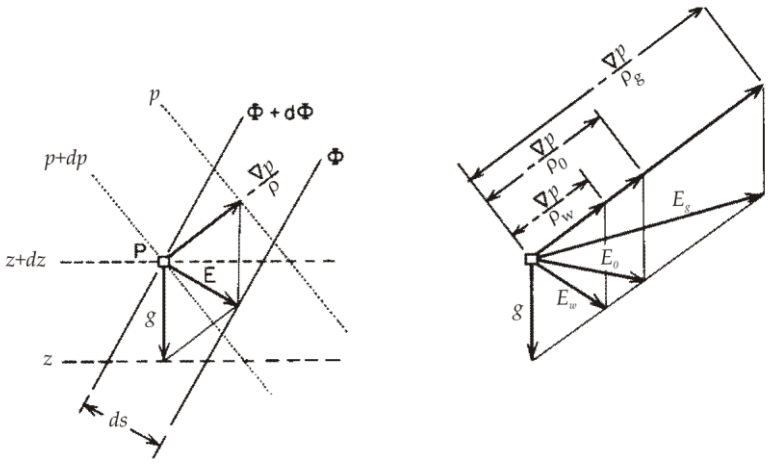
Petrolün ikincil göçünün rezervuar kayalarındaki yeraltı suyunun hareketi ile sağlandığı bu yüzyılın başlarından beri bilinmektedir (bkz. Rich, 1921). Suyla karışmayan ve sonuçta birikerek petrol yataklarını oluşturan petrol damlacıklarının taşınmasını sağlayan vasıta sudur. Toth (1970) petrolün birikebilmesi için en az üç sürecin uygun etkileşiminin bulunması gerektiğini bildirmiştir: (1) hidrokarbonların devamlı şekilde getirilmesi, (2) suda dağılmış hidrokarbonların özel olarak tutulacak şekilde ayrılması ve (3) hidrokarbon yükünü bırakan suyun devamlı surette ortamdan uzaklaştırılması. Bunlardan birincisi ve üçüncüsü için uygun bir akış sisteminin olması gerekir. İkincisinde ise, sudan petrolün ayrılmasının genellikle basınç değişimleri, sıcaklık değişimleri veya tuzluluktaki değişimlerin etkisi altında geliştiği varsayılır. Bu faktörlerden herhangi biri faz sürekliliği sağlanana kadar ve suyun kaldırma kuvveti etkisi devreye girene kadar suyun bünyesinde yüzer halde toplanmış petrol damlacıklarının daha uzaklardaki münferit petrol birikimlerine taşınmasını sağlayabilir. Petrol ve gaz sudan daha az yoğun olduğundan, akan akiferlerin üst kısımlarında konsantre olurlar. Antiklinal yapılarının veya stratigrafik karmaşıklıkların

düşük yoğunluklu petrol için kapan oluşturduğu yerlerde petrol birikimleri meydana gelir. Levorsen (1967) bu kapanların oluşumunu sağlayan değişik jeolojik şartları gözden geçirmiştir. Hubbert (1954) petrol göçüne bariyer teşkil eden düşük geçirgenlikli ara yüzeyin etkinliğini açıklayan iki fazlı petrol-su sistemindeki kılcallık mekanizmasını açıklamıştır. Hubbert'ın düşünceleri bir sonraki altbaşlık altında petrol kapanlanması ve yeraltı hidrolik potansiyel alanı arasındaki etkileşim açısından daha ileri düzeyde irdelenecektir.

Petrolün Hidrodinamik Kapanlanması

Petrol, gaz ve suyun gözenekli bir ortamdaki hareketi suyla karışmayan çok fazlı akışa bir örnektir. Altbölüm 2.6'nın kapanışına yakın konularda açıklandığı gibi, böyle sistemlerin analizi son derece karmaşıktır. Sistemde aynı anda akış halinde olan sıvıların her biri için Darcy denklemlerinin ayrı ayrı ele alınması gerekir. Ayrıca, bu fazların her biri açısından gözenekli ortamın etkin geçirgenliklerinin de belirlenmesi gerekir. Ortamın geçirgenliği her sıvı için değişik olduğundan, her fazın Darcy hızının büyüklüğü bir akışkandan diğerine değişir.

Hubbert (1954) üç hız vektörünün büyüklüklerinin farklı olmalarına ek olarak bunların yönlerinin de farklı olduğunu göstermiştir. Bu noktanın açıklanması bakımından tek fazlı sıvı için Şekil 11.3(a)'da gösterilen diyagramı göz önüne alınız. *P* noktasındaki sıvının birim kütlesinin hareket yönü eş hidrolik potansiyel çizgilerine diktir. Hareketlerin yönünde birim kütleye etkiyen kuvvet *E* ile gösterilir. (2-15) eşitliğinden hidrolik potansiyel (Φ) tanımını hatırlayınız:



Şekil 11.3 (a) Dengeli bir yeraltı suyu akış sistemindeki *P* noktasında birim su kütlesi üzerine etkiyen zorlayıcı kuvvet *E*'nin bileşenleri; (b) üç fazlı dengeli bir akış sisteminde su, petrol ve gaz üzerinde zorlayıcı kuvvetler (Hubbert, 1954'den).

$$\Phi = gz + (p/\rho) \tag{11-4}$$

Burada, p: sıvı basıncı ve ρ: sıvı yoğunluğudur. Potansiyelin birim kütle başına enerji olarak tanımlandığı durumda, birim kütleyi $\Phi - d\Phi$ potansiyelinden Φ potansiyeline hareket ettirmek için gerekli olan iş çok basit olarak $-d\Phi$'dir. Şekil 11.3(a)'yı referans alarak işin aynı zamanda $E\,ds$'ye eşit olduğu açıkça görülür. Bu nedenle,

$$E = -d\Phi/ds \tag{11-5}$$

veya, (11-4) eşitliğini uygulayarak:

$$E = g - \frac{\nabla p}{\rho} \tag{11-6}$$

Burada, g: bileşenleri (0, 0, $-g$) olan bir vektör ve ∇p: bileşenleri ($\partial p/\partial x$, $\partial p/\partial y$, $\partial p/\partial z$) olan bir vektördür. g vektörü düşey yönde ve aşağı doğru etkir ve ∇p vektörü her yöne doğru olabilir ve genellikle de g ile çakışmaz. Şekil 11.3(a)'da (11-6) eşitliğinin grafik sunumu verilmiştir.

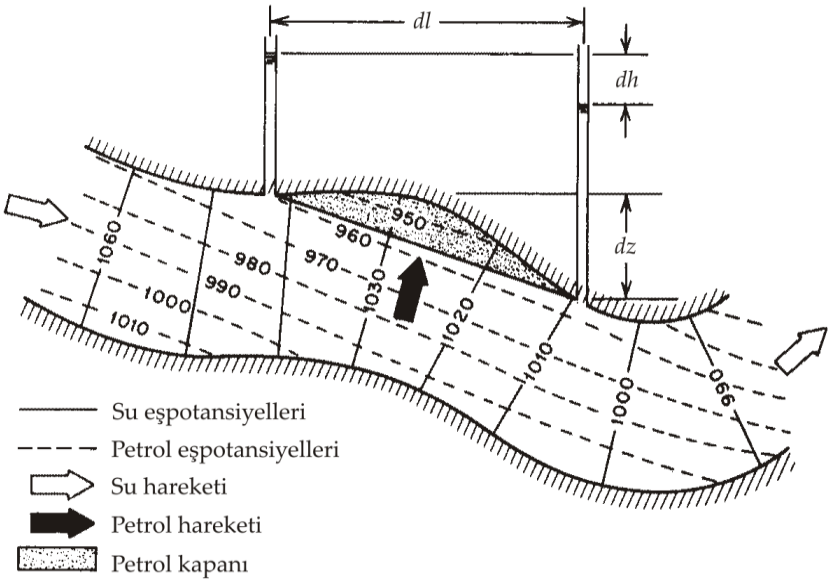
Üç fazlı sistemde sıvı yoğunlukları eşit değildir. $\rho_w > \rho_o > \rho_g$ olup, altsimgeler sırasıyla su, petrol ve gazı temsil eder. Bu gerçekten hareketle, Şekil 11.3(b)'de görülen diyagram elde edilir. Bu diyagram sürücü güçler E_w, E_o ve E_g'nin yön ve büyüklüklerinin çakışmadığı durumun grafik bir açıklamasıdır. Fazların her birinin hidrolik gradyanları kendi sürücü kuvvetine uygun yönde olacaktır.

Bu olayın pratik gösterimi Hubbert (1954) tarafından öne sürülen hidrodinamik petrol kapanlanmasıdır. Şekil 11.4'de yeraltı suyu akışının soldan sağa olduğu bir akiferde kaldırma kuvveti etkisiyle petrolün yukarı doğru hareket ettiği durumda birbiri üzerinde çakışık vaziyetteki su ve petrol eşpotansiyelleri görülmektedir. Hubbert (1954) eğik su-petrol ara yüzeyinin eğimi dZ/dl'yi aşağıdaki şekilde ifade etmiştir:

$$\frac{dZ}{dl} = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o}\frac{dh}{dl} \tag{11-7}$$

Ara yüzey, sadece hidrolik gradyanın olmadığı durumda yatay olacaktır. Bir yapı veya monoklinalin petrol tutabilmesi için akış hareket yönündeki geçirgenlik sınırının eğimi petrol-su ara yüzeyinin eğiminden büyük olmalıdır. Aksi takdirde petrol serbest kalır ve suyla eğim aşağı yönde hareket eder. Hidrolik gradyanların oldukça hızlı sayılabilecek yeraltı suyu akışını sağladığı alanlarda petrolü tutmak için, düşük hidrolik gradyanlı ve dolayısıyla yeraltı suyu akış hızının da yavaş olduğu alanlardakinde olduğundan daha yüksek eğime sahip kapanış eğimleri gereklidir. Tersi durumda, eğimlerin nispeten üniform olduğu alanlarda, havzanın düşük hidrolik

gradyanlı kesimlerinde petrol kapanlanması için hidrodinamik olarak daha aktif kuşaklara kıyasla daha fazla yer oluşturulur.



Şekil 11.4 Hidrodinamik kontrollü petrol kapanını gösteren dalımlı burnun düşey kesiti (Hubbert, 1954'den).

Bölgesel Akış Sistemleri ve Petrol Birikmeleri

Önceki iki altbaşlık altında yapılan açıklamalardan açıkça görüleceği gibi, petrolün kapanlanmasını sağlayan iki grup koşul bulunmaktadır. Birincisi, yapısal ve stratigrafik kapanların oluşumunu denetleyen jeolojik koşullar grubu ve ikincisi de kapanlanmayı hidrodinamik yönden denetleyen yeraltı suyu akış koşulları grubudur. Bu ikinci grupta petrol birikimini teşvik eden şartları Toth (1970) şu şekilde sıralamıştır: (1) muhtemel kaynak kayanın yeterli hacmini kuşatan uzun akış sistemleri, (2) hidrodinamik kapanlanmanın en etkili yerler olması gerektiği düşünülen statik veya statik-benzeri hidrolik kuşaklar ve (3) kapanlardan yeraltı suyunun devamlı surette uzaklaştırılmasının sağlandığı yukarı doğru yeraltı suyu hareketi. Hitchon (1969a, 1969b) ve van Everdingen (1968b) bilinen çok sayıda petrol sahasının bulunduğu batı Kanada sedimenter havzasında hidrolik ve jeokimyasal kanıtlara dayalı olarak, havzanın derin formasyonlarında bir ucu Rocky Mountains'dan diğer ucu Kanada kalkanına uzanan büyük akış sistemlerinin olduğunu göstermiştir. Toth (1970) Alberta'daki birkaç yerde kendi hipotezini doğrulayan istatistiksel veriler bulmuştur. Bu sahalarda, Toth'ın bulduğu sonuçlar yukarıdaki üç şart ile ilgili hidrokarbonun göreceli olasılıklarını yükselen kanatlarda %78; statik-benzeri kuşaklarda %72 ve büyük akış sistemlerinde %72 olarak göstermiştir.

Hitchon ve Hays (1971) Avustralya'nın Surat baseninde benzer bir yaklaşım uygulamıştır. Hidrokarbon oluşumlarının havzanın boşalım alanlarından bir bölümünde konsantre olduğunu bulmuşlardır. Ancak, oluşumlar bu alanla sınırlı değildir ve aynı boşalım alanının petrol vermeyen büyük bölümleri de vardır. Çökeller yukarı doğru yükselen bir yeraltı suyu alanında fakat özellikle düşük gradyanlı noktalarda değildir.

Ana dolaşım sistemlerinin petrol birikimi üzerinde etkisiyle uğraşırken hatırda tutulması gereken bir gerçek (van Everdingen, 1968b) güncel hidrodinamik potansiyel dağılımının jeolojik kökeninin yakın geçmişe ait olduğunun kesin olduğudur. Meselâ, batı Kanada'daki güncel topoğrafya muhtemelen geç Tersiyer'de ortaya çıkmıştır. Rocky Mountains'dan başka beslenme sağlayacak yüksek alanlar olmasaydı, Tersiyer öncesi zamanlarda potansiyel dağılımların farklı olması gerekirdi. Yeraltı suyu akışı ile petrol birikimleri arasındaki etkileşimleri tam olarak anlayabilmek için paleohidrojeolojik rejimlerin çözülmesi gerekir.

Petrol Aramaları İçin Görüşler

Toth (1970) ile Hitchon ve Hays (1971)'in bulduğu sonuçlar muhtemelen bugüne kadar yapılan güncel yeraltı suyu akış sistemleri ve petrol birikmeleri konusunda örnek bir başarıdır. Bu ilişkiler önemli olsa da, evrensel olmaktan uzaktır. Ancak, bu açıklamadan açık bir şekilde anlaşılan şey, petrol aramada mevcut üç boyutlu yeraltı akış sisteminin anlaşılması ve kökeninin, sedimenter havzanın stratigrafisi ve yapısal özellikleri ile ilgili bilgilerle kıyaslanır derecede önemli olduğudur. Hubbert (1954) hemen her zaman olduğu gibi hidrodinamik şartların egemen olması halinde bunların karakterlerinin ayrıntılı olarak tanımlamasının önemli olduğunu belirtmiştir. Kapanların pozisyonlarının daha iyi belirlenmesi için, bu işlemin tüm havzada her formasyon için yapılması gerekir. Aksi takdirde, petrolün bulunmasının biraz zor olduğu yerler gözden kaçabilir.

Hitchon (1971) petrolün jeokimyasal araştırmasındaki yorumların bölgesel yeraltı suyu akışını hesaba katması gerektiğini de belirtmiştir. Hitchon ayrıca, yüzeyden petrol aramada bazı tereddütler olsa da, başarısızlığın petrol sahasındaki göstergelerin oluşumu ile yüzeydeki görünümü arasında gelişen olaylar dizisindeki temel bir kopukluktan ileri gelmeyebileceğini; bunun yerine hidrokarbonların yüzeye taşındığı muhtemel yeraltı akış yollarının genelde dikkatlice incelenmemesinden kaynaklandığını belirtmiştir.

11.3 Yeraltı Suyu ve Termal Süreçler

Küresel ölçekte yerin termal rejimi, gezegenin derin katmanlarından yüzeye doğru ısı akışını kapsar. Bu ısı akışı rejimini kanıtlayan *jeotermal gradyan* karasal ısı akışı çalışmaları yapan jeofizikçiler tarafından yaygın bir şekilde ölçülmektedir. Sıcaklık ortalama olarak 40 m'de 1 ^{o}C artmaktadır. Ancak, bu gradyan üniform

olmaktan uzaktır. Hava sıcaklığında günlük veya mevsimsel değişimler en üstteki yaklaşık 10 m'lik kesimde termal açıdan dengesiz bir kuşak oluşturur. Bu kuşağın altında hava sıcaklığının etkileri çabukça kaybolur fakat, anormal derecede büyük jeotermal gradyanlar en azından üç değişik şekilde ortaya çıkabilir: (1) jeolojik birimler arasındaki termal iletkenlik değişimlerinin sonucu olarak, (2) jeolojik açıdan genç volkanizmaya veya derinlerde ısı üreten sokulum kaynaklarının etkisiyle ve (3) akan yeraltı suyu ile ısının yeniden dağılımı yoluyla. Bu altbölümde doğal yeraltı suyu akışı, jeotermal sistemler ve plüton yerleşimine eşlik eden termal rejimlerle ilgili olan üçüncü mekanizmayı inceleyeceğiz.

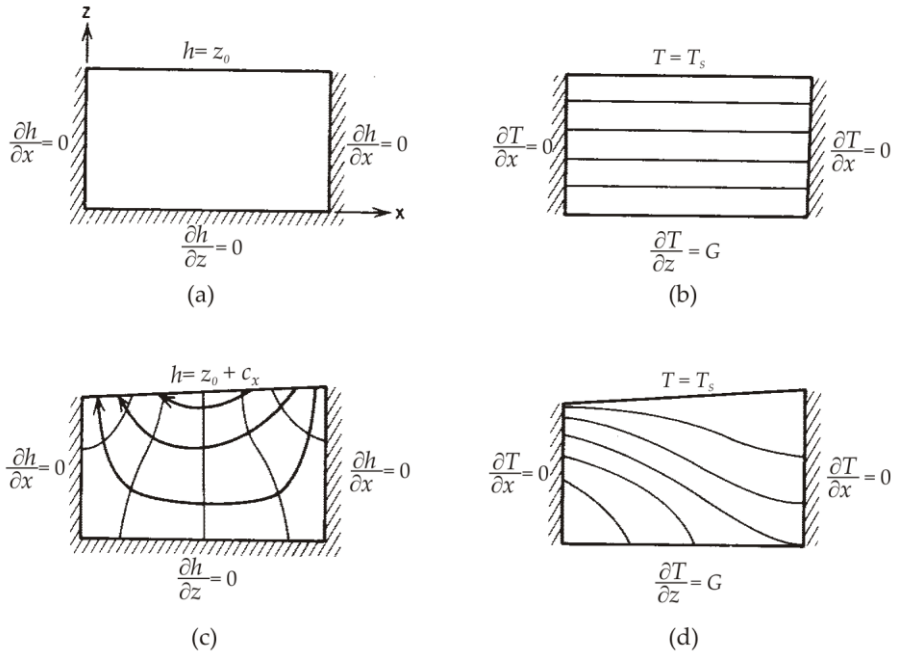
Bu özel durumları incelemeden önce bazı genel yorumlar yapılacaktır. Isı ve yeraltı suyunun birlikte akışı Altbölüm 2.2'de tanımlanan türden bir eşlenik süreçtir. Suyun akışı hidrolik gradyanlar paterni tarafından denetlenir fakat, termal gradyanın varlığından ileri gelen [(2-22) eşitliği ile gösterildiği gibi] ilave bir akış da olabilir. Isı sistemde *kondüksiyon* ve *konveksiyon* vasıtasıyla taşınır. Kondüktif olan taşınma statik yeraltı suyunda bile olabilir. Jeolojik birimlerin ve bunların içerdiği gözenek suyunun termal iletkenliği tarafından denetlenir. Konvektif taşınma sadece hareketli yeraltı suyunda oluşur. Akan yeraltı suyu ile taşınan ısı budur. Çoğu sistemlerde konvektif ısı kondüktif ısıdan daha baskındır.

İki sınırlayıcı konvektif ısı transferi arasındaki farkı ortaya koymak gerekir. *Zorlanmış konveksiyon* şartlarında içeri ve dışarı sıvı akışları söz konusudur ve akışkan hareketi sistemin sınırları üzerine etkiyen kuvvetlerden ileri gelir. *Serbest konveksiyon* şartlarında ısı sisteme giremez veya sistemi terk edemez. Akışkanın hareketi sıcaklık gradyanından ileri gelen yoğunluk değişimlerine bağlıdır. Zorlanmış konveksiyon analizinde yoğunluk gradyanları ihmal edilir ve kaldırma etkilerinin önemsiz olduğu düşünülür; serbest konveksiyonda akışkan hareketi kaldırma etkileri tarafından denetlenir. Zorlanmış konveksiyona bir örnek, ısının doğal yeraltı suyu akış sistemleriyle taşınmasıdır. Su-buhar fazı geçişlerinin olduğu jeotermal sistemler genellikle serbest konveksiyon olarak analiz edilir. Çoğu jeotermal sistemlerde bu olayların kombinasyonu söz konusudur. Böyle şartlara *karışık konveksiyon* denilmektedir.

Doğal Yeraltı Suyu Akış Sistemlerindeki Termal Rejimler

Termal ve hidrolik olarak homojen ve izotrop bir jeolojik sistemden geçen iki boyutlu enine kesiti göz önüne alınız. Önce, yeraltı suyu şartlarının statik olduğu Şekil 11.5(a)'daki gibi bir durumu inceleyelim. Böyle bir sistemin tamamındaki hidrolik yükler, sistemin üst sınırını oluşturan yatay su tablasının kotu olan z_o'a eşit olacaktır. Şekil 11.5(b)'de bu durum için dengeli ısı akışı rejimini temsil eden sınır değeri problemi görülmektedir. Üst yüzeydeki sıcaklık (T_s) ortalama yıllık hava sıcaklığıdır. Düşey sınırlar yatay ısı akışlarına karşı izole edilmiştir. Sistemin tabanındaki düşey sıcaklık gradyanı dT/dz jeotermal gradyana (G) eşittir. Sonuçta bulunan izotermler

yataydır. Rejimin üst 100 m'sindeki yeraltı suyu sıcaklıklarının üniform jeotermal gradyanla uyumlu olarak ortalama yıllık hava sıcaklığından 1-2 °C büyük olması beklenir.



Şekil 11.5 Basit, bölgesel yeraltı suyu akış sisteminin bir düşey kesitteki uzaysal sıcaklık dağılımları üzerine etkisi (Domenico ve Palciauskas, 1973'den).

Şekil 11.5(c) ve (d) ikisi de bölgesel yeraltı suyu akış sistemlerinin sıcaklık dağılımları üzerindeki etkisini çalışan Parsons (1970) ile Domenico ve Palciauskas (1973)'ın sonuçlarından genelleştirilmiştir. Domenico ve Palciauskas eşlenik sınır değeri problemine analitik çözümlerden yararlanmış; Parsons sayısal çözümleri kullanmış ve bulgularını destekleyen arazi kanıtları vermiştir. Şekil 11.5(c) ilk olarak 6. Bölümde takdim edilen basit bölgesel sistemdir. Şekil 11.5(d) termal rejimin konvektif ısı taşınması ile nasıl değiştirildiğini göstermektedir. Boşalım alanlarının yüzeyine yakın kesimindeki jeotermal gradyan beslenme alanlarınınkinden büyüktür. Jeotermal gradyan, beslenme alanlarında derinlikle birlikte artar ve boşalım alanlarında artan derinlikle beraber azalır. Domenico ve Palciauskas (1973) bu etkilerin havza derinliğinin yanal uzanımına aşağı yukarı denk olduğu akış bölgelerinde daha belirgin; ve yanal uzanımı büyük olan sığ akış sistemlerinde daha az belirgin olduğunu göstermiştir. Parsons (1970) yeraltı suyu akış hızlarının büyük olduğu yüksek geçirgenlikli çökellerde bu etkilerin, hızların küçük olduğu düşük geçirgenlikli çökellerdekinden daha büyük olduğunu göstermiştir.

Cartwright (1968, 1974) zemin sıcaklığı ve sığ yeraltı suyu sıcaklıklarının, beslenme alanları ile boşalım alanlarını birbirinden ayırt etmede ve sığ akiferlerin aranmasında kullanıldığı yöntemleri tanımlamıştır. Schneider (1962) lokal yeraltı anomalilerinin yüzey suyu kaynaklarından süzülmeyi tespit etmede kullanılabileceğini göstermiştir.

Isı ve yeraltı suyunun birlikte akışı için akış denklemlerinin sunulmasında Stallman (1963) düşey yeraltı suyu sıcaklık profillerinin ölçülmesinin yeraltı suyu hızlarını hesaplamada yararlı bir yöntem olabileceğini öne sürmüştür. Bredehoeft ve Papadopoulos (1965) Stallman'ın bir boyutlu, düşey, dengeli yeraltı suyu ve ısı akış denklemlerine bir çözüm getirmiştir. Yeraltı suyu hızlarının sıcaklık verilerinden hesaplanabileceği bir dizi eğriler geliştirmişlerdir. Yük ölçümleri de yapılmış ise, Bredehoeft ve Papadopoulos yöntemi düşey hidrolik iletkenlikleri hesaplamada kullanılabilmektedir.

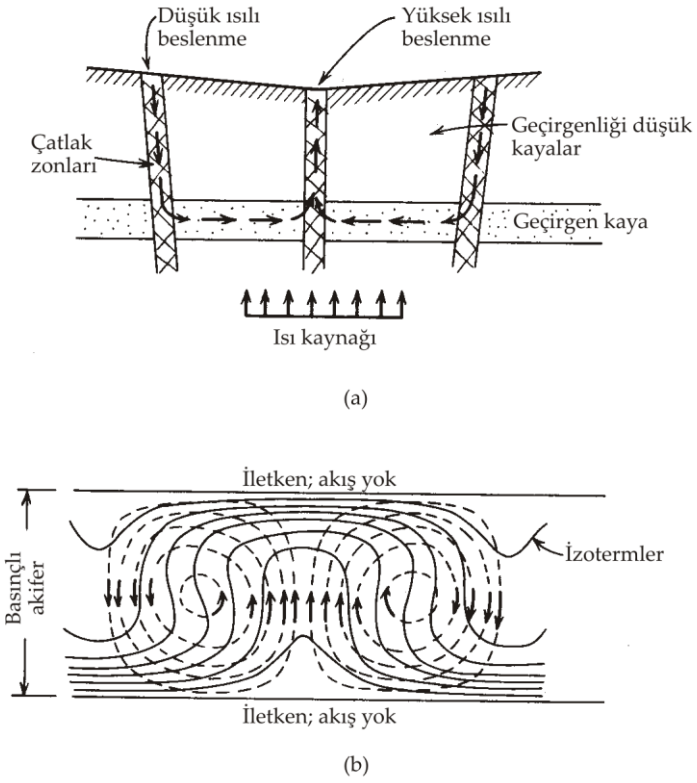
Jeotermal Sistemler

Jeotermal enerjinin geliştirilmesi konusu son zamanlarda büyük bir ilgi odağı olmuş ve bu ilgi jeotermal enerji sistemlerinin doğası konusunda çok sayıda araştırmanın yapılmasına neden olmuştur. Elder (1965) ve White (1973) jeotermal alanların karakteristikleri ve bunlarla ilgili fiziksel süreçler konusunda mükemmel bir değerlendirme yapmışlardır. Witherspoon vd. (1975) jeotermal sistemlerin uyarlanması için öne sürülen değişik matematiksel modelleri gözden geçirmiştir.

Jeotermal enerji kuyular vasıtasıyla çekilen sıcak sudan ısının çekilmesiyle elde edilir. Sıvıların kuyuları yeteri miktarda besleyebilmesi için, ilgi konusu jeotermal rezervuarların sıcaklığının 180 ^{o}C'dan fazla ve rezervuar hacmi de yeterli büyüklükte olması gerekir. Jeotermal rezervuar ne kadar sığ ise, işletmesi de o kadar ekonomiktir. Bu sebepten dolayı jeotermal enerjideki ilginin büyük bir kısmı sığ derinlikteki yüksek sıcaklıklı akışkanların oluşumunu sağlayan mekanizmaları anlamaya yönelmiştir. Bu duruma genellikle ısının çoğunun dolaşım akışkanlarıyla taşındığı hidrotermal konveksiyon sistemlerinin neden olduğu artık bilinmektedir. Bunun için iki mekanizma tasavvur edilebilir. Birincisi, White (1973) tarafından öne sürülen ve Şekil 11(6)a'da görülen, yerel akış sisteminin yüksek geçirgenlikli çatlak zonlarıyla düşey olarak beslenip boşaldığı ve derinlerde daha geçirgen katmanlardaki kalışı sırasında ısındığı, zorlanmış konveksiyon sistemidir. Bu konfigürasyon yüzeyde gayzerlerin ve sıcak kaynakların oluşumuna yol açabilir. Donaldson (1970) bu tür sistemlerin uyarlanması için basit ve nicel bir model önermiştir.

İkinci mekanizma, derinlerdeki basınçlı akiferde oluşan serbest konveksiyonlardan biridir. Şekil 11.6(b)'de görüldüğü gibi, akiferin üst ve alt sınırlarının akışkan akışını geçirmediği fakat ısı akışını ileten bir sistem, akiferdeki üniform jeotermal gradyanı saptıran konvektif ısı akış hücrelerinin oluşumunu sağlayabilen akifer sınırları boyunca peş peşe sıcak noktalar ve soğuk noktalar oluşturabilir. Bu tür bir konvektif akış teorik akışkanlar mekaniğinde bu yüzyılın

başından beri bilinmektedir. Bunun jeotermal süreçlerdeki önemi Donaldson (1962) tarafından jeofizikçilerin dikkatine sunulmuştur.



Şekil 11.6 Sıcak suyun (a) yüksek geçirgenlikli devrelere zorlanan konveksiyon ile (White, 1973'den) ve (b) bir basınçlı akiferdeki serbest konveksiyon yoluyla (Donaldson, 1962'den) yukarı doğru sığ jeotermal rezervuarlara göçü.

Sıcak akışkanları sığ derinliklere getiren mekanizmalar bir tarafa bırakılarak jeotermal sistemler *sıcak su sistemleri* ve *buhar-baskın sistemler* olarak daha ileri şekilde sınıflanabilir (White, 1973). Sıcak su türündeki su tüm sistemde devamlı bir fazdır ve basınç kontrolünü sağlar. Buhar-baskın sistemde, sıvı haldeki suyun da genellikle varlığı konusunda ortak bir görüş olsa da, buhar devamlı şekilde basınç kontrol eden fazdadır. Birçok jeotermal sistem akışkan içermeyen çok ısınmış buhar içerdiğinden, bu buhar-baskın sistemler bazen *kuru buhar sistemleri* olarak da adlandırılırlar.

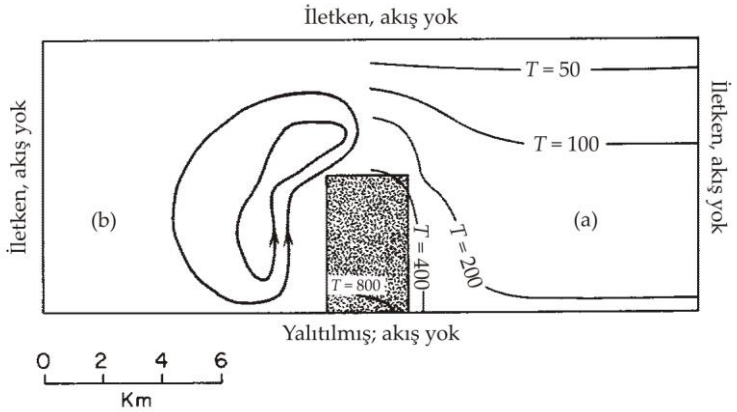
Serbest ve zorlanmış konveksiyon şartları altındaki su-buhar jeotermal sistemlerinin termodinamiği günümüzde hidrojeoloji araştırmaları yapanlar için ileri düzey bir araştırma konusudur.

İşletilebilir bir jeotermal sahanın oluşabilmesi için gerekli özellikler çok ender durumlarda bir araya geldiğinden, jeotermal kaynaklar insanlığın enerji problemlerini temelden halledecek nitelikte değildir. White (1973) dünyanın 1972 yılı itibariyle jeotermal enerji üretim kapasitesini özetlemiştir.

Jeotermal kaynakların ekonomik açıdan önemli olduğu alanlarda ısı akışı/sıvı akışı sistemlerine benzetişim modellerinin uygulanması konusunda araştırmalar devam etmektedir. Sözgelimi, Mercer vd. (1975) Yeni Zelanda'da Wairakei jeotermal sistemindeki sıcak su akiferi için tek fazlı, iki boyutlu, yatay bir sonlu elemanlar modeli geliştirmiştir. Bu tür modellerin, tıpkı 8. Bölümde açıklanan geleneksel akifer modellerinde olduğu gibi, kuyu aralıklarının ve pompaj debilerinin optimum şekilde seçilmesi suretiyle jeotermal ısıdan gelecekte daha etkin şekilde yararlanılmasında büyük destek sağlayacağı beklenmektedir. Ancak, büyük derinliklerdeki sıcak sistemlerden gerekli verilerin elde edilmesindeki yüksek maliyet ve teknik zorlukların aşılıp aşılamayacağı henüz belli değildir. Gerçek dünyadaki uygulanabilirliği teyid edilene kadar, jeotermal uyarlama potansiyel olarak kuvvetli fakat henüz ispat edilememiş bir araç olarak kalacaktır.

Plüton Yerleşimi

Norton ve Knight (1977) jeolojik açıdan oldukça önemli bir ısı akışı/sıvı akışı sistemini çalışmıştır. Derinlerde plüton yerleşimini takiben gelişen termal rejimin uyarlanmasında sayısal bir matematik modelden yararlanmışlardır. Göz önüne aldıkları sınır değeri problemi Şekil 11.7'de verilmiştir. Sistem, tabanında ısı akışına karşı yalıtılmış olup, diğer üç tarafı iletkendir. Sistem, dört tarafı da sıvı akışı için geçirimsiz sınırlarla çevrili bir serbest konveksiyon şartlarından birini oluşturmaktadır. Norton ve Knight termal rejimin anomalilerinde zamana bağlı büyüme ve sönümlenmeleri gösteren dengesiz uyarlamalar yapmışlardır. Şekil 11.7'nin sağ tarafında, başlangıç sıcaklığı 20 ^{0}C/km olan hazne kaya içine sokulan ve sıcaklığı 920 ^{0}C olan plütonun yerleşiminden 50.000 yıl sonra gelişen sıcaklık dağılımı görülmektedir.



Şekil 11.7 Başlangıçtaki jeotermal gradyanı 20 ^{o}C/km olan yeli kaya içine 920 ^{o}C sıcaklıktaki plütonun yerleşmesinden 50.000 yıl sonra (a) sıcaklık alanı ve (b) akışkan dolaşımı. Yerli kayanın permeabilitesi 10^{-11} cm^2'dir (Norton ve Knight, 1977'den).

Sıcaklık alanı merkez çizgisine göre simetriktir. Diyagramın sol tarafında zaman içinde aynı noktada gelişen iki simetrik konvektif akışkan sirkülasyon hücresinden biri görülmektedir. Yazarlar orijinal makalede dengesiz olay sırasında su partiküllerinin takip ettiği yolları işaret eden bazı örnek akış yolları da (Altbölüm 2.8) göstermişlerdir. Doğal plüton sistemlerindeki suların birkaç yüzbin yıl içinde orijinal pozisyonlarından birkaç kilometre uzaktaki pozisyonlara hareket ettiği sonucuna varmışlardır. Böyle geniş ölçekli bir akışkan dolaşımı, çoğu zaman plütonik ortamlarla ilişkili hidrotermal maden yataklarının oluşumunun anlaşılmasında büyük önem taşır.

11.4 Yeraltı Suyu ve Jeomorfoloji

Karst ve Mağaralar

Yüzeydeki formunda düzensizlikler sergileyen ve kayaların çözünmesiyle oluşan arazi şekli Yugoslavya'nın Karst bölgesi'ne atfen *karst* arazisi olarak adlandırılmıştır. Karst arazisi çoğunlukla kireçtaşlarında, kısmen de dolomitlerde gelişir. Jips ve kayatuzlarında geliştiği yerler de vardır. Bu açıklamanın konusu karbonat kayalarındaki süreçlerdir.

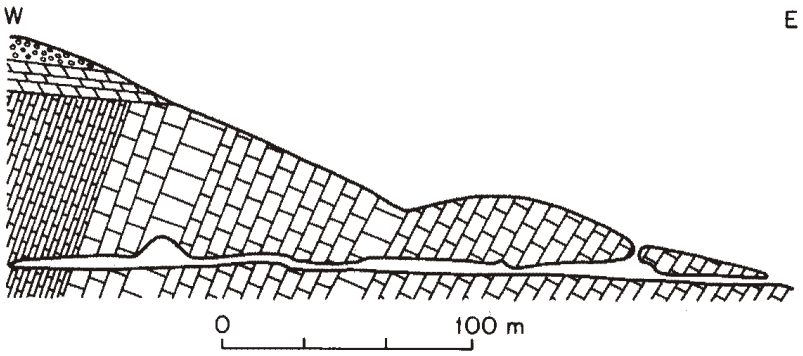
Karst bölgelerinde arazi yüzeyinde gözlenen düzensizlikler kaya kütlesindeki kalsit ve dolomitin yüzeyde veya yeraltında çözünmesi suretiyle oluşmaktadır. Karst bölgeleri genellikle çatlak, tabakalanma düzlemi ve diğer yarıklar boyunca meydana gelen erimeler sonucunda gelişmektedir. Ana karst bölgelerinde uzunluğu kilometreleri bulan ve yüzeyden 1 km'den daha derine sarkan mağaralar bulunmaktadır. Dünyadaki bazı bölgelerde orijinalde arazi şekli karstik olan yerlerdeki mağaralar ağı yakın geçmişteki buzullaşma veya alüvyon gibi jeomorfik süreçler tarafından ortadan kaldırılmıştır.

Thraikill (1968) kireçtaşı mağaralarının birçok jeolog tarafından yapılan incelemesinde mağara oluşumu konusunda üç genel görüşün ortaya çıktığını belirtmiştir: (1) çoğu kireçtaşı mağarası soğuk meteorik suların çözmesiyle oluşmuştur, (2) bu erime boşluklarının çoğu kaya tamamen suyla dolu iken gelişmiştir ve (3) su tablası altındaki bu mağaraların bir kısmında yerli kayadaki tabakalanma ve diğer yapılarla ilgisi olmayan yatay yüzeyler ve yatay dağılım yolları bulunmaktadır.

Mağara oluşum sürecinin başlangıç aşamasında kireçtaşında açık halde bazı çatlak veya tabakalanma düzleminin veya birbiriyle bağlantısı çok iyi gözeneklerin bulunması şartı çok açıktır. Karst alanlarındaki sayısız çatlak ve tabakalanma düzlemleri arasında sadece birkaçı sonuçta mağara oluşturacak şekilde genişler. Kalsit açısından doygun olmayan sular az sayıdaki yarık içinde birkaç faktörün etkisiyle büyük derinliklere nüfuz edebilmektedir. Bunun sonucunda da bu yarıkların belirli yönlerde yönelmiş olarak genişlemesi söz konusudur. Bu da, genişleyen kanalların akıştan daha çok su çekmesine ve bu kanalların birleşmesiyle de mağara gelişiminin devam etmesine neden olur.

Şekil 11.8'de çatlak ve tabakalanma düzlemlerini kesen yatay bir mağara örneği görülmektedir. Bu tür mağaraların sığ su tablası kuşaklarında geliştiği düşünülmektedir. Kanal veya mağara genişlemesi kalsit bakımından doygun olmayan

yeraltı suyu akışı ile ilgili olarak düşünüldüğünde bu durum oldukça mantıklıdır. Su kaya içinde akarken doygunluk derecesine yaklaşır ve akış yolunu genişletme yeteneği giderek azalır.



Şekil 11.8 Nevada'daki Lehman mağaralarının şematik profili (Moore ve Nicholas, 1964).

Mağaraların kökenini ortaya koymada en zor problem yer yüzeyinden büyük derinliklerdeki doygun olmayan su oluşumunun nasıl hesaba katılması gerektiğidir. 7. Bölümde açıklandığı gibi, kireçtaşı ile temasa gelen suyun karstik kireçtaşındaki doğal akış hızlarına kıyasla çabucak doygunluk derecesine eriştiği laboratuvar deneylerinden bilinmektedir. Howard ve Howard (1967) tarafından yapılan laboratuvar deneyleri bu süreci ifade etmek bakımından özellikle anlamlıdır. Thraikill (1968) zeminden CO_2 alımının su tablası altındaki mağara oluşumları ile doğrudan ilişkisinin çok az olduğu sonucuna varmıştır. Su tablası üzerinde belirli bir kimyasal özelliğe sahip ve ikincil açıklıklardan aşağı doğru hareket eden sular üzerinde yapılan gözlemler, bu suyun çoğu zaman kalsit çözünmesi ve CO_2 salıverilmesinin ortak bir etkisi sonucunda geliştiğini ve kalsit açısından tipik olarak doygun veya aşırı doygun olduğunu göstermiştir. Bu tür yeraltı suyu kayayı çözücü bir özellik taşımıyorsa su altındaki kanal genişlemesi konusunda bir problemle karşı karşıyayız demektir. Sığ su tablası altında yeterince doygun olmayan suların oluşumu konusunda aşağıdaki mekanizmalar öne sürülmüştür: (1) yeraltı suyu sıcaklığındaki değişim, (2) farklı suların karışımı, (3) yüzeydeki nehirlerden taşkın mevsiminde veya hızlı kar erime dönemlerinde doygun olmayan sular tarafından çabuk bir beslenme ve (4) akış yolları boyunca asit oluşumu.

Başlangıçtaki çözeltilerin farklı CO_2 kısmî basıncında (Wigley ve Plummer, 1976) veya farklı sıcaklıkta (Thraikill, 1968) olması şartıyla, kalsite doygun bazı sular karıştığında oluşan karışım suyunun hafifçe doygun olmayan özellikte olduğu jeokimyasal gerekçelere dayalı olarak ifade edilebilir. Sığ su tablası altındaki su genellikle farklı alanlardan veya çatlaklardan gelen suyun bir karışımı olduğundan ve bir mağaranın jeolojik zaman içinde oyulması için sadece çok az bir doygun olmamışlık

gerekli olduğundan, mağaraların kökenine dair tartışmalarda bu mekanizma sıkça ön plana çıkmaktadır. Ancak, bu konuda teyid edici arazi verilerinin elde edilmesi güçtür.

Thraikill (1968) mağara oyulmasında önemli olduğu düşünülen çoğu sürecin en etkin olarak taşkın zamanlarında işleyeceğini belirtmiştir. Thraikill bazı mağaraların şeklinden hareketle en etkin genişleme olaylarının su tablasının düşük ve yüksek seviyeleri arasında geliştiğini öne sürmüştür.

Moore ve Nicholas (1964) bazı durumlarda özellikle pirit olmak üzere küçük miktardaki sülfür minerallerinin oksidasyonunun yeraltı suyunun pH'sini azaltabileceğini ve bunun sonucunda da kalsit çözünmesi ile mağaranın genişleyebileceğini öne sürmüşlerdir. Çözünmüş oksijen en aktif oksitleyici etkendir. Bu süreç gerçekte oluşuyorsa, mağara oluşumunun çözünmüş oksijenin yeraltı suyunda en bol olduğu bu sığ kuşaklara özgü olmasını düşünmek son derece olağandır.

Özetle, karst ve mağaralar akış halindeki yeraltı suyunun yerin yüzeyini ve altını değiştirme yeteneğinin belki de en çarpıcı kanıtıdır. Kireçtaşının kimyasal açıdan saldırgan su ile şekillendiği ve oyulduğunu anlamak için özel bir bilgi donanımına gerek yoktur. Ancak, daha ayrıntılı bir inceleme yapıldığında, mağara oluşumunu tam olarak anlayabilmek için zamanda ve mekanda karmaşık etkileşimleri içeren hidrolojik ve jeokimyasal kavramların uygulanmasının gerekliliği de oldukça açıktır. Holland vd. (1964), Howard (1964a, 1964b), Thraikill (1968) ve Ford ve Cullingford (1976)'da çatlak genişlemesi ve mağara oluşumuna dair kapsamlı açıklamalar bulmak mümkündür.

Doğal Yamaç Oluşumu

Doğal yamaç oluşumunu sağlayan süreçler Carson ve Kirkby (1972) tarafından hem nitel hem de nicel olarak ayrıntılı bir şekilde tanımlanmıştır. Herhangi bir yamaç morfolojisinin iki basamaklı sürecinin ürünü olduğunu belirtmişlerdir. Birincisinde *bozuşma* yoluyla temel kayasının gevşemesi; diğerinde ise değişik faktörlerle *taşınması* söz konusudur. Bir yamaçtaki doygun-doygun olmayan yeraltı akış rejimi bu iki sürecin her aşamasında önemli bir etmendir.

Zeminin alt kısmındaki bir kayanın bozuşması genellikle kimyasal süreçler yoluyla gelişir. 3. ve 7. Bölümlerde açıklanan ilkeler ve kavramsal modeller zemin oluşumuna yol açan mineral çözünme süreçlerini anlamada uygun bir temel teşkil eder. Carson ve Kirkby (1972) ayrıca ılıman bölgelerde malzemenin yeraltı suyuyla kimyasal çözünmesinin ve yamaç aşağı taşınmasının yamaç oluşumunda esas rolü oynadığını ve bazı durumlarda bunun diğer tüm mekanik erozyon etkilerin toplamıyla kıyaslanabilir düzeyde olduğunu belirtmiştir. Çoğu nehirlerin çözünmüş madde yükleri bir taşınma etmeni olarak kimyasal aşındırmanın ne kadar etkin olduğunu yansıtır. Carson ve Kirkby (1972) A.B.D.'nde nehirlerdeki çözünmüş yük konsantrasyonu ile çözünmenin neden olduğu yüzey alçalmasının ortalama hızları ile ilgili mevcut verilerin bir sentezini yapmıştır. Güney A.B.D.'nde yıllık ortalama sellenme hızının 20 cm olduğu bir su havzasında ortalama çözünen konsantrasyonu 200 ppm olan nehirlerin aşındırma hızı yılda 0,003 cm'dir.

Malzemenin mekanik yollardan yamaç aşağı taşınması heyelan, akma ve kayma gibi münferit kütle hareketleriyle olabileceği gibi, yüzey sellenmesi sırasındaki sediment taşınması şeklinde de olur. Yamaçtaki akış sistemlerinin neden olduğu gözenek basıncı dağılımlarının yamaç duraysızlıkları üzerine etkisi Altbölüm 10.1'de ele alınmıştı. Burada jeolojik çerçeve içinde tanımlanan kavram ve yenilme mekanizmaları, bir yüzey şekli oluşturma süreci olarak heyelanların rolünü incelemede aynı derecede geçerlidir. Konuları burada tekrar etmeyeceğiz. Bunun yerine, Kirkby ve Chorley (1967)'i takiben, nehir akışı oluşumunun Altbölüm 6.5'de açıklanan değişik mekanizmaların yüzey suyu aşındırma süreçleri açısından anlamını ele alacağız.

Yamaç erozyonunun klasik analizi Horton (1933)'ın nehir akışı oluşum kavramlarının doğrudan bir ürünüdür. Horton modelinde yüzeysel akışın geniş bir alanda oluştuğu varsayılır. Modelde, bir yamaçtaki yüzeysel akışın derinlik ve hızının yamaç aşağı artacağı ve kritik bir noktada bu akışın artık bünyesine daha fazla sediment alamayacağı kabul edilir. Erozyon neticesinde bu kritik sınırdan itibaren nehir kanalları gelişecektir.

Kirkby ve Chorley (1967) Horton modelinin en iyi kurak bölgelerdeki çıplak yamaçlara uygulanabileceğini belirtmiştir. Ancak, ılıman bölgelerdeki bitkiyle kaplı yamaçlarda, yağışın yeraltı şiddetli akışı vasıtasıyla sellenmeye transferi veya Dunne ve Black (1970a, 1970b)'in yüzeysel akışın kanallara komşu bataklık alanlarında geliştiğini öngören mekanizmalarıyla karşılaşılması daha muhtemel bir durumdur. Yüzeysel akış ile ilgili yüzey erozyonu bu durumlarda nehir yataklarına komşu düşük kotlu alanlarda oluşacak demektir. Nehir kollarının memba yukarı aşındırmaları yeraltı sızma yollarının çıkış noktalarında borulanma (Altbölüm 10.2) neticesinde oluşur. Sızmanın bu noktalarının yeri çoğu zaman hidrolik iletkenliğin yeraltındaki dağılımı tarafından denetlenir. Bu dolaylı yol ile, yeraltı stratigrafisi böyle su havzalarındaki drenaj ağının yoğunluğunu ve paternini kuvvetle etkilemektedir. Özet olarak, ılıman iklimlerdeki yamaçlarda aşındırıcı süreçleri denetleyen doygun bataklık alanlarının göreceli pozisyonları, değişken kaynak alanları ve yeraltı sızmaları yeraltı doygun-doygun olmayan hidrojeolojik rejiminin doğrudan bir yansımasıdır.

Akarsu Süreçleri

Nehirlerdeki yatak yükü taşınmasının analizindeki klasik yaklaşım, yataktaki sızma kuvvetlerinin etkisini tamamen ihmal eder. Yeraltı akışı açısından nehir yataklarının ya besleyen ya da beslenen türde olduğu net bir şekilde ortaya konmuştur fakat, bu akışlar yoluyla oluşan sızma kuvvetlerinin nehir yatağı süreçlerinde ve nehir morfolojisinin evriminde önemli bir rol oynayıp oynamadığı konusu açık değildir. Bu soru Harrison ve Clayton (1970) tarafından cevaplanmaya çalışılmışsa da, buldukları sonuçlarda tereddütler vardır.

Yazarların çalışmalarının esin kaynağı bir Alaska nehrindeki gözlemler olmuştur. Araştırmacılar, inceledikleri nehrin yeraltı suyundan sızma alan kesimleri ile yeraltına süzülme ile su veren kesimleri arasında çarpıcı farklılıklar olduğunu fark etmişlerdir.

Nehrin beslenen kısımları birkaç inç çapındaki çakıl ve küçük blokları taşırken, besleyen kısımları sadece silt ve ince kum boyu taneleri taşımıştır. Belirli bir hızdaki nehirde hareket ettirilebilen maksimum partikül boyutu *kompetans* olarak tanımlanmıştır. Nehrin beslenen kısmındaki kompetans besleyen kısmındakinden 500 kat büyüktür. Nehir suyu hızı, kanal eğimi veya kenar sedimentleri ile açıklanamayan kompetansdaki bu değişimi Harrison ve Clayton nehir yatağındaki sızma gradyanı farklılığı ile açıklamıştır. Nehrin beslendiği kısımda kompetansın büyük olmasından sorumlu olan faktör, sızma gadyanlarındaki farklılıktır. Nehrin beslenen kısmında yukarı doğru sızmanın nehir yatağındaki taneleri yukarı doğru kaldırması, efektif yoğunluklarını azaltması ve bunların normal hızlardan daha düşük hızlarda aşılması açısından düşünüldüğünde, varılan bu sonucun mantıklı olduğu görülmektedir.

Bu hipotezi test etmek için bir laboratuvar çalışması başlatılmıştır. Beklentilerin aksine, deney sonuçları sızma gradyanının kompetans üzerindeki etkisinin çok küçük olduğunu göstermiştir. Laboratuvar deneylerinin teyid ettiği tek etki, askı halde büyük sediment yükü taşıyan kanallardaki aşağı doğru sızma ile ilgilidir. Bu şartlar altında nehir yatağında çamurdan bir izolasyon katmanı oluşması söz konusu olmuştur. Bu çamur katmanı sedimentin nehir yatağından suyun bünyesine alınmasını engellemiştir. Geçmiş deneyimlere baktıklarında, yazarlar Alaska'daki saha gözlemlerinin bu mekanizma ile açıklanabileceği sonucuna varmışlardır.

Vaux (1968) alüviyal nehir yatağı çökelleri ile nehir akışı arasındaki etkileşimleri tamamen farklı bir bakış açısından ele alan bir çalışma gerçekleştirmiştir. Vaux'un ilgisi daha çok, som balıklarının yumurtladığı yerlerdeki oksijen miktarını etkilemesi bakımından, nehir suyu ile yeraltı suyu arasındaki etkileşim oranı üzerinde olmuştur. Sistemi denetleyen özelliklerin değerlendirilmesinde analog bir yeraltı suyu modeli kullanmıştır.

Buzul Süreçleri

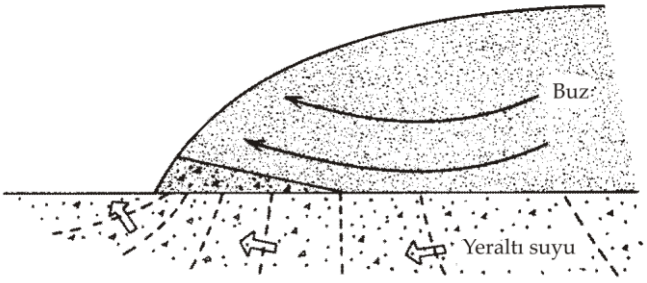
Buzul arazilerinin oluşumunu anlamanın en iyi yolu, buzulların ve kıtasal buzul katmanlarının ilerlemesi ve gerilemesine eşlik eden aşınma ve çökelme mekanizmalarının incelenmesidir. Buz katmanları altındaki zemin veya kayanın gözeneklerinde oluşan suyun, buzulun hareket miktarı ve aşındırıcı gücü üzerinde büyük etkisinin olduğu (Weertman, 1972; Boulton, 1975) artık geniş bir kesim tarafından kabul edilmektedir. Bir buzulun altında suyun bulunması oradaki termal rejimin bir sonucudur. Buz tabanını eritebilecek yeterli ısı, yukarı doğru olan jeotermal gradyan ve kayma sırasındaki sürtünmeyle oluşmaktadır.

Doygun, geçirgen bir kaya üzerindeki buzul parçasının akışını göz önüne alalım. Buzul parçasının hareketi de Terzaghi'nin Altbölüm 2.9'da sunulan efektif gerilme kavramının bir başka uygulamasını gerektirir. Yüksek gözenek basınçları efektif gerilmenin buz-kaya sınırında azalmasına; ilerleme hızının da artmasına neden olur. Benzer mekanizmalar heyelanların analizinde Mohr-Coulomb yenilme teorisinin uygulanmasında (Altbölüm 10.1) ve bindirme faylanmasında Hubbert-Rubey teorisinin uygulanmasında da (Altbölüm 11.1) göz önüne alınmıştır. Buzul aşındırması *abrazyon*

ve *oymanın* etkisiyle olur. Yüzeydeki anakayanın kayan buz ile abrazyonu buzulun tabanında gömülü kalmış kaya döküntüsünün aşındırma etkisiyle oluşur. Döküntünün buradaki varlığı, akan buzun oyma yeteneğinin bir kanıtıdır. Akan buz bu döküntü malzemesini hareket yolu boyunca diğer noktalarda çatlaklı kayadan ve çimentolanmamış çökellerden koparmıştır. Buzulun altında geçirgen birimlerin bulunduğu alanlarda, bu katmanlardaki sıvı basınçları bu aşındırıcı mekanizmalar üzerinde büyük etkiye sahip olabilir. Boulton (1974, 1975) buzul altındaki suyun abrazyon ve oyma üzerindeki etkisinin nicel bir analizini vermiştir.

Clayton ve Moran (1974) bir kıtasal buzul katmanının buzul-erozyonu rejimini buzul akışı, ısı akışı ve yeraltı suyu akışı arasındaki ilişkiler çerçevesi içine yerleştiren bir buzul süreci ortaya koymuştur. Geçirimli bir jeolojik birim üzerinde hareket eden bir buz katmanını göz önüne alınız (Şekil 11.9). Kenarlardan uzakta ve akışın buzul tabanına doğru yaklaştığı yerin tabanında permafrostdan (devamlı olarak donmuş zemin) ziyade serbest su bulunmalıdır ve gözenek suyu basınçları da yüksek olabilir. Buzul bu zonda tabanda donmuş olmadığından, kayma meydana gelir ve sadece abrazyon şeklindedir. Diğer taraftan, buzulun kenarlarına yakın kesimde buz akışı tabandan uzaklaşır; gözenek suyu basınçları daha düşüktür; buz katmanının yatağı ile birlikte donma ihtimali yüksektir ve aşındırmanın esas şekli oymadır.

Moran (1971) ve Christiansen ve Whitaker (1976) buzul çökellerinde büyük blokların hapsolması ve buzul kenarlarında bindirme faylanması şeklinde gelişen değişik *buzul-tektonik* yapıları hakkında ayrıntılı açıklamalar yapmıştır. Bu özelliklerin gelişiminde gerekli olan yüksek gözenek suyu basınçlarının oluşumu konusunda öne sürülen mekanizmalardan bazıları şunlardır: (1) gömülü bir akiferin ucu üzerinde



Buzul akışı	Yakınsayan	Iraksayan
Isı akışı	Donmuş katman	Erimiş katman
Yeraltı suyu akışı	Boşluk basıncı sönümlenmesi	Aşırı boşluk suyu basıncı
Buzul erozyonu	Oyulma zonu	Abrazyon zonu

Şekil 11.9 Kıtasal bir buz katmanının kenarındaki buzul akışı, ısı akışı ve yeraltı suyu akışı arasındaki ilişkiler (Clayton ve Moran, 1974'den).

ilerleyen buz katmanı, (2) daha önceki ilerlemeden geriye kalmış ve içinde gömülü halde buz blokları içeren döküntü üzerinde ilerleyen buz katmanı, (3) sıkışabilir sedimentlerin buz yükünün etkisi altında konsolidasyonu ve (4) buzullaşma zamanında bir permafrost katmanının çok hızlı oluşumu. Bunlar arasında son ikisi ilk kez Mathews ve MacKay (1960) tarafından ele alınmıştır.

11.5 Yeraltı Suyu ve Ekonomik Mineralleşme

Modern yeraltı suyu hidrolojisindeki teorilerin maden aramacılığı sahasında henüz geniş bir kullanımı söz konusu değildir. Ancak, en azından iki konuda bu teorilerin uygulanması için büyük potansiyel vardır. Birincisi, çoğu ekonomik maden yataklarının oluşumu yeraltı hidrolojik ortamında gelişen fiziksel ve kimyasal süreçlerle yakından ilişkilidir. Değişik cevher kütlelerinin kökenlerini açıklamaya yönelik olarak yapılan spekülasyonların çoğunun kaynağı 6. Bölümdeki akış sistemi yaklaşımını kullanan hidrojeolojik analizler ve 7. Bölümdeki hidrojeokimyasal kavramlardır. İkincisi, jeokimyasal aramalar sırasında ortaya çıkarılan çoğu anomalilerin kökeninin araştırılmasında yeraltı suyu akış teorisinin uygulanması halinde daha tatmin edici yorumlar yapılabilmektedir. Aşağıdaki iki altbaşlıkta bu konular ayrı ayrı ele alınacaktır. Maden aramacılığı konusunda çok geniş bir literatür vardır ve, birkaç standart kitaptakinden farklı olarak, burada inceleyeceğimiz kaynaklar sadece hidrojeolojik mekanizmaları veya yöntemleri uygulayan makaleler olacaktır.

Ekonomik Maden Yataklarının Oluşumu

White (1968), Skinner ve Barton (1973) ve Park ve MacDiarmid (1975) ekonomik maden yatakları ve oluşumları hakkındaki mükemmel referanslardır. Bu kaynaklarda sunulan maden yatağı sınıflamaları dikkatlice incelendiğinde, yeraltı akışkanlarının devreye girmediği çok az maden yatağı çeşidi vardır. Beslenme alanlarında *ikincil zenginleşmeye* ve boşalım alanlarında *kalişlerin* ve *evaporitlerin* oluşumuna yol açan mekanizma sığ yeraltı suyunun doğrudan etkisidir. *Lateritlerin* oluşumunu sağlayan rezidüel bozuşma süreçleri de hidrolojik süreçlerle ilgilidir.

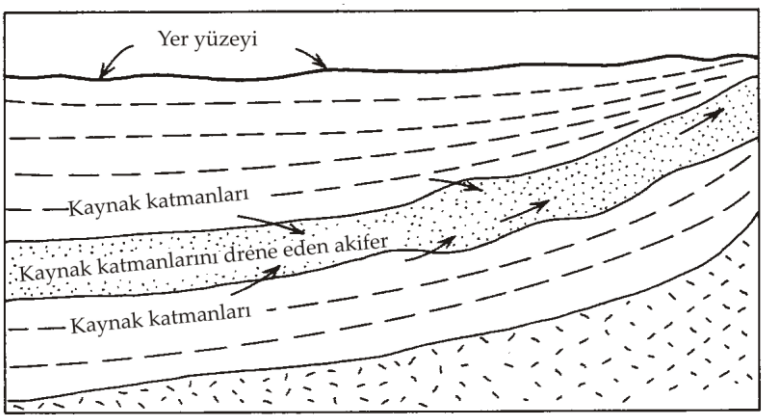
Buraya kadar ele alınan ve yeraltı akışıyla ilgili en önemli oluşum mekanizmaları *hidrotermal* yatakları oluşturan mekanizmalardır. White (1968) sulu bir sıvıyı içeren demir cevherinin oluşumuyla ilgili dört basamaklı süreci özetlemiştir. Birincisi, genellikle mağmada veya sedimenter kayalarda saçılmış vaziyette olmak üzere demir bileşenleri için bir kaynağa ihtiyaç vardır. İkincisi, demir minerallerinin sulu fazda çözeltide olması gerekir. Üçüncüsü, bünyesinde metal bulunduran akışkanın göçü ve dördüncüsü de demir bileşenlerinin seçici çökelimidir. White (1968) çok tuzlu Na-Ca-Cl salamuralarının bakır ve çinko gibi metaller için çözücüler olduğunu belirtmiştir. Böyle salamuraların gerçekte var olduğunun kanıtına derin petrol aramalarında yaygınca rastlanmaktadır. Bu salamuraların üç muhtemel kaynağı vardır: mağmatik,

konne ve meteorik. *Konne* sular sedimentlerin çökelimi sırasında kapanlanan sulardır. *Meteorik* sular yer yüzeyinden türemiş yeraltı sularıdır. Derin dolaşımlı meteorik sular sadece evaporitlerin çözünmesi veya membran konsantrasyonu (Altbölüm 7.7) gibi ikincil süreçler yoluyla yeteri miktarda tuzluluk kazanabilir. Cevher minerallerinin çökelmesi soğuma, basınç azalması veya yerli kaya ya da yerli akışkan ile kimyasal reaksiyonların etkisi altında bulunan taşıyıcı salamuradaki termodinamik değişimlerden ileri gelir. Bu süreçler en iyi şekilde Helgeson (1970)'ın öncülüğünü yaptığı kütle-transfer hesaplamalarının kullanımıyla anlaşılabilir.

Giriş düzeyindeki bu kavramları öğrenmiş olarak tartışmamızın bundan sonraki bölümünü, oluşumu geniş bir şekilde yeraltı suyu akış mekanizmalarına atfedilen spesifik bir maden yatağına ayıracağız: Mississippi Vadisi tipi kurşun-çinko-florit-barit yatakları.

Mississippi Vadisi kurşun-çinko yatakları (White, 1968; Park ve MacDiarmid, 1975) yaklaşık yatay konumdaki karbonat kayalarında münferit katmanlar (strata-bound) şeklindedir. Tektonik yapıların bunların oluştukları yerlerde tam anlamıyla etkisi olmayabilir. Kurşun-çinko yatakları mağmatik sokulumlardan uzak alanlarda ve sığ derinliklerde oluşurlar. Mineraloji genellikle sade olup, ana cevher mineralleri sfalerit, galenit, florit ve barittir. Bu tür yataklar için çok değişik kökensel açıklamalar yapılmıştır fakat, White (1968) mevcut sıcaklık, tuzluluk ve izotop verilerine göre en uygun mekanizmanın derin dolaşımlı, ısınmış, konne salamuradan çökelim olduğu sonucuna varmıştır.

Noble (1963) konne suyun dolaşımının kaynak yataklarının diyajenetik kompaksiyonu ile denetlendiğini öne sürmüştür. Sedimentlerden bu şekilde atılan salamura daha sonra iletken zonlarla taşınmıştır (Şekil 11.10). Bu zonlar daha sonra ana cevher konsantrasyonlarının yerleri olmuştur. Salamuralar gömülmeden önce çözelti halinde metal içermiş olabileceği gibi çevreleyen sedimentlerin diyajenezinden de metal almış olabilirler. Noble'ın teorisi, saçılmış kaynaklardan yıkanan metallere



Şekil 11.10 Kaynak kayalarının kompaksiyonundan gelen mineralli salamurayı ileten akiferi gösteren ideal kesit (Noble, 1963'den).

bütünleyici bir mekanizma sağlaması, bunların jeolojik sistemlerdeki göçü ve yüksek geçirgenlikli karbonat kayalarındaki yüksek konsantrasyonları açısından çekici bir yaklaşımdır.

McGinnis (1968) Noble'ın teorisini değiştirerek bir öneri getirmiştir. Buna göre, kaynak katmanlarının kompaksiyonu karasal buz katmanları tarafından sağlanan yük ile gerçekleşmiştir. Sedimenter salamuralar bu durumda bir önceki altbölümde Şekil 11.9 ile ilişkili olarak açıklanan tarzda kıtasal buz katmanlarının kenarlarında boşalmaya zorlanır. McGinnis'in açıklamaları için esin kaynağı kıtasal buzullaşmanın en güney ucu boyunca gelişen Mississippi Vadisi türü yatakların görünür kümelenmeleri ile Wisconsin'da buzul istilasına uğramış fakat buzul çökeliminin olmadığı (driftless areas) alanlardır.

Hitchon (1971, 1977) sedimenter kayalardaki maden yatakları ve petrol kümelenmelerinin ortak birkaç özelliği olduğunu belirtmiştir. İkisi de, genişçe dağılmış maddenin, fiziksel ve kimyasal yüklerinin sulu taşıyıcı akışkanlarda yük boşalımına neden olduğu özel yerlerde konsantre olmuş topluluklarıdır. Hitchon kuzey Alberta'daki Zama-Rainbow petrol yatağının ve yakında bulunan Mississippi Vadisi türü Pine Point kurşun-çinko yataklarının aynı formasyon sıvısından peş peşe bırakılmış olabileceğini düşünmektedir. İkisi de Orta Devoniyen yaşlı Keg River formasyonu içinde bulunur ve Keg River formasyonu içindeki güncel hidrolik yük paternlerine göre Pine Point yatağı Zama-Rainbow'un mansap tarafında bulunur. Hitchon, bağımsız bir kanıt parçası olarak Mississippi Vadisi türü kurşun-çinko yataklarının sıvı kapanımlarında petrolün yaygın bir talî bileşen olduğunu belirtmiştir.

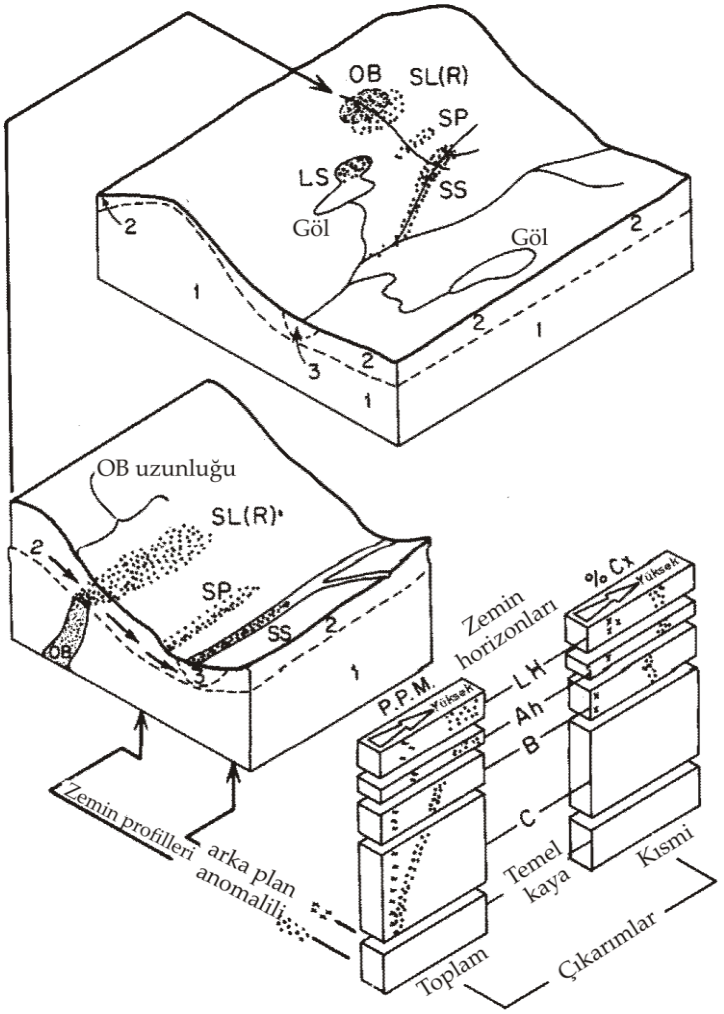
Bu konuda kapanışı yapmadan önce, Hitchon (1976)'ın yaptığı gibi, tüm maden yataklarının kökenini ortaya koymada suyun vazgeçilmez bir akışkan olduğunu belirtmekte yarar vardır. Çözeltideki maddelerin taşınması için bir vasıtadır ve metallerin orijinal çözünmelerinde ve cevher olarak nihai çökelimlerindeki reaksiyonlarda rol oynar. Yeraltındaki suyun hareketinin durması halinde su ve kayalar arasındaki kimyasal ve fiziksel denge sonuçta oluşur ve maden yataklarının oluşumu için daha fazla fırsat kalmamış olur. Bu bakımdan, maden yataklarının oluşumu için yeraltı akışının varlığı şarttır.

Jeokimyasal Arama İçin Görüşler

Hawkes ve Webb (1962) jeokimyasal aramayı doğal olarak oluşan herhangi bir maddenin bir veya daha fazla kimyasal özelliğini sistematik olarak ölçmeye dayalı herhangi bir malzemenin arama yöntemi olarak tanımlamıştır. Burada söz konusu olan malzeme kaya, zemin, nehir çökeli, su veya bitki örtüsü olabilir. Böyle bir ölçüm programının amacı anormal kimyasal paternlerin veya bir maden yatağının varlığına işaret eden *jeokimyasal anomalilerin* tespit edilmesidir.

Yeraltı suyunda veya yüzey suyunda anomali veren kimyasal paternler bazen hidrokimyasal anomaliler olarak adlandırılır. En *hareketli* metal elementler; yani, suda en kolaylıkla çözünen ve taşınan ve bu nedenle de hidrojeokimyasal anomalileri üretmesi en muhtemel elementler bakır, çinko, nikel, kobalt ve molibdendir (Bradshaw,

1975). Kurşun, gümüş ve tungsten daha az hareketlidir. Altın ve kalay pratikte hareketsizdir. Sondajın maliyetinden dolayı yeraltı suyu çok ender durumlarda doğrudan örneklenmektedir fakat, kaynaklar ve sızma alanları jeokimyasal aramalarda geniş bir şekilde kullanılmaktadır. Şekil 11.11'de bir cevher kütlesinin civarında gelişmesi beklenen değişik jeokimyasal anomali türleri görülmektedir. Metal iyonlarının sızma alanlarındaki konsantrasyon zonları ile göl ve nehir sedimentlerine taşınmasında yeraltı suyu önemli rol oynar.



Şekil 11.11 Temel kayanın rezidüel zemin ile örtüldüğü bir sahada jeokimyasal anomalilerin gelişimini gösteren şematik diyagram (Bradshaw, 1975). Anomali türleri: SL(R) rezidüel zemin anomalisi. Noktaların yoğunluğu anomalinin gücünü ifade eder. Jeoloji: 1 temel kaya; 2 rezidüel zemin; 3 güncel alüvyon. Diğerleri: OB cevher kütlesi, PPM milyonda kısım; %Cx soğuk çıkarılabilir konsantrasyon; → yeraltı suyu akış yönü.

Kaynak örneklemesinin en başarılı uygulamalarından biri, yukarı Mississippi Vadisi'ndeki kurşun-çinko bölgesi için, De Geoffroy vd. (1967) tarafından tanımlanan yöntemdir. 1066 km²'lik bir alanda 3766 kaynakta örnekleme yapmışlardır. Ölçümlerin yorumlanmasından sonra 56 çinko anomalisi tespit edilmiştir. Bunların 26'sı bilinen çinko yatakları ile örtüşmüş ve diğer anomalilerin sondaj kuyusu açılarak yapılan takiplerinden çevrede bir çinko yatağının bulunduğu anlaşılmıştır. Yeraltı suyunun taşıdığı ağır metaller yüzeye çıkıştan kısa bir mesafe içinde çökeldiklerinden, bu alandaki karbonat arazisinde yüzey suyu örneklemesi yapmak anlamsızdır. De Geoffroy vd. (1967) karbonat kayalarında orta büyüklükteki maden yataklarının aranmasında kaynak örneklemesinin en uygun jeokimyasal yöntem olduğu sonucuna varmıştır.

Yeraltı suyuyla ilgili jeokimyasal arama programlarının başarılı başka örnekleri de vardır. Bu konuda en önemli sonuçlardan biri Graham vd. (1975) tarafından elde edilmiştir. Bunlar, yeraltı suyundaki florürün Pb-Zn-Ba-F mineralleşmesinde bir rehber olarak davranabileceğini bulmuşlardır. Clarke ve Kugler (1973) uranyum madeninin belirteci olarak yeraltı suyundaki çözünmüş helyumu önermişlerdir. Bir olumsuz sonuç olarak Gosling vd. (1971) Colorado Front Range'de altın için hidrojeokimyasal arama yönteminin uygun olmadığını belirtmiştir.

Hoag ve Webber (1976) yeraltı suyundaki sülfat konsantrasyonlarının, bunları oluşturan sülfürlerin oksidasyon ortamının bir belirteci olmalarından dolayı, olası cevher kütlelerinin mineralleşme derinliğini hesaplamada kullanılabileceğini önermiştir. Bu tür bilgilerin, olası sülfür yataklarını bulmada daha ileri aşamada hangi arama yöntemlerinin kullanılması gerektiğini belirlemede yardımcı olacağını belirtmişlerdir.

Fiziksel ve kimyasal hidrojeoloji konusunda bu kitapta gözden geçirilen son gelişmeler açısından bunların hepsi son derece geçerlidir. Maden yatağı içinden geçen yeraltı suyunun bünyesine alınan çözünmüş metallerin miktarı 3. Bölümde takdim edilen ve 7. Bölümde açıklanan ilkeler tarafından denetlenir. Yeraltı suyu sisteminde taşınmalarına eşlik eden dispersiyon, difüzyon ve gecikme süreçleri 9. Bölümde yeraltı suyu kirlenmesi ile ilişkili olarak tanımlananlarla özdeştir. Jeokimyasal aramada yeraltı suyu akış teorisinin uygulanması konusunda belki de en doğrudan teklif R. E. Williams (1970)'dan gelmiştir. Başlangıç aşamasındaki hidrokimyasal örneklemenin bölgesel akış sistemlerinin boşalım alanları ile sınırlı olması gerektiğini önermiştir. Bir jeokimyasal anomalinin yakalanması halinde, onu oluşturan yeraltı suyu akış yolları hidrojeolojik arazi haritalaması ve 6. bölümde sunulan matematiksel modelleme yöntemleri ile belirlenebilir.

Önerilen Kaynaklar

CLAYTON, L., and S. R. MORAN. 1974. A glacial process-form model. *Glacial Geomorphology*, ed. D. R. Coates. State University of New York, Binghamton, N.Y., pp. 89-119.

DONALDSON, I. G. 1962. Temperature gradients in the upper layers of the earth's crust due to convective water flows. *J. Geophys. Res*., 67, pp. 3449-3459.

HUBBERT, M. K. 1954. Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol*., 37, pp. 1954-2026.

HUBBERT, M. K., and W. W. RUBEY. 1959. Role of fluid pressures in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Bull. Geol. Soc. Amer*., 70, pp. 115-166.

THRAIKILL, J. 1968. Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. Bull. Geol. Soc. Amer., 79, pp. 19-46.

WHITE, D. E. 1968. Environments of generation of some base-metal ore deposits. *Econ. Geol*., 63, pp. 301-335.

Ekler

Ek I Akışkanlar Mekaniğinin Bileşenleri

Yeraltı suyu akış analizi için akışkanlar mekaniği bileşenlerinin iyi bilinmesi gerekir. Bu konuda Albertson ve Simons (1964)'ın kısa ve faydalı bir değerlendirmesi bulunmaktadır. Streeter (1962) ve Vennard (1961) standart kitaplardan bazılarıdır. Buradaki amacımız, kütle yoğunluğu, ağırlık yoğunluğu, sıkışabilirlik ve viskozite gibi temel akışkan özelliklerini basit şekilde ele almak ve sıvı basıncı ile basınç yükü kavramlarını incelemektir.

Akışkanlar mekaniği ilkelerinin incelenmesine cisimlerin mukavemetinin genel bir değerlendirmesiyle başlanmalıdır. Tablo A1.1'de maddenin temel mekanik özelliklerinin bir listesi ile bunların SI metrik sistemindeki boyut ve birimleri verilmiştir. SI sisteminin ana boyutları kütle, uzunluk ve zaman; temel SI birimleri de kilogram (kg), metre (m) ve saniyedir (s). Diğer tüm özellikler bu ana gruptan türetilen birimlerle ifade edilir. Bu özelliklerin bazıları o kadar yaygın ve ana boyutları da o kadar karmaşıktır ki, bunların türetilmiş birimleri için özel SI isimleri üretilmiştir. Tablo A1.1'de belirtildiği gibi, kuvvet ve ağırlığın ölçüm birimi Newton (N), basınç ve gerilmeninki N/m^2 veya paskal (Pa) ve iş ve enerjininki de joule (J)'dür.

Tablo A1.1 Temel mekanik özelliklerin tanım, boyut ve SI birimleri.

					Birimin boyutu	
Özellik	Simge	Tanım	SI birimi	SI simgesi	Türemiş	Temel
Kütle	M		kilogram	kg		kg
Uzunluk	l		metre	m		m
Zaman	t		saniye	s		s
Alan	A	$A = l^2$				m^2
Hacim	V	$V = l^3$				m^3
Hız	v	$v = l/t$				m/s
İvme	a	$a = l/t^2$				m/s^2
Kuvvet	F	$F = Ma$	newton	N	N	$kg\cdot m/s^2$
Ağırlık	w	$w = Mg$	newton	N	N	$kg\cdot m/s^2$
Basınç	p	$p = F/A$	pascal	Pa	N/m^2	$kg/m\cdot s^2$
İş	W	$W = Fl$	joule	J	$N\cdot m$	$kg\cdot m^2/s^2$
Enerji		Yapılan iş	joule	J	$N\cdot m$	$kg\cdot m^2/s^2$
Kütle yoğunluğu	ρ	$\rho = M/V$				kg/m^3
Ağırlık yoğunluğu	γ	$\gamma = m/V$			N/m^3	$kg/m^2\cdot s^2$
Gerilme	σ, τ	Haricî p'ye dahilî tepki	pascal	Pa	N/m^2	$kg/m\cdot s^2$
Birim deformasyon	ε	$\varepsilon = \Delta V/V$				Boyutsuz
Young modülü	E	Hooke yasası			N/m^2	$kg/m\cdot s^2$

Tablo A1.2'de bu kitapta kullandığımız bazı akışkan özellikleri ve yeraltı suyu terimlerinin SI analizi verilmiştir.

Tablo A1.2 Akışkan özellikleri ve yeraltı suyu terimleri için tanımlar, boyutlar ve SI birimleri.

Özellik	Simge	Tanım	SI birimi	SI simgesi	Birimin boyutu	
					Türemiş	Temel
Hacim	V	$V=l^3$	litre ($=m^3 \times 10^{-3}$)	l	l	m^3
Boşalım	Q	$Q=l^3/t$			l/s	m^3/s
Sıvı basıncı	p	$p=F/A$	pascal	Pa	N/m^2	$kg/m \cdot s^2$
Yük	h					m
Kütle yoğunluğu	ρ	$\rho=M/V$				kg/m^3
Dinamik viskozite	μ	Newton yasası	santipuaz ($N \cdot s/m^2 \times 10^{-3}$)	cP	cP,N·s/m^2	kg/m·s
Kinematik viskozite	ν	$\nu=\mu/\rho$	santistok ($m^2/s \times 10^{-6}$)	cSt	cSt	m^2/s
Sıkışabilirlik	α, β	$\alpha=1/E$			m^2/N	$m \cdot s^2/kg$
Hidrolik iletkenlik	K	Darcy yasası			cm/s	m/s
Geçirgenlik	k	$k=K\mu/pg$			cm^2	m^2
Gözeneklilik	n					boyutsuz
Özgül depolama	S_s	$S_s=pg(\alpha+n\beta)$				1/m
Depolama katsayısı	S	$S=S_sb$*				boyutsuz
İletimlilik	T	$T=Kb$*				m^2/s

*b: basınçlı akiferin kalınlığı (bkz. Altbölüm 2.10)

Kuzey Amerika'daki yeraltı suyu kaynak geliştirmesiyle ilgili teknolojinin çoğu halen FPS (foot-pound-second) birimlerini kullanmaktadır. Tablo A1.3'de FPS birimlerinin SI birimlerine dönüşümünü sağlayan bir dizi dönüşüm faktörü verilmiştir.

Kütle yoğunluğu (veya kısaca *yoğunluk*) ρ, bir akışkanın birim hacmini dolduran kütle olarak ifade edilir (Tablo A1.1). *Ağırlık yoğunluğu* (veya *spesifik ağırlık* ya da *birim ağırlık*) γ, bir akışkanın birim hacminin ağırlığı demektir. İki parametre arasında,

$$\gamma = \rho g \tag{A1-1}$$

şeklinde bir ilişki vardır. Saf su için ρ = 1,0 g/cm^3=1000 kg/m^3; γ= 9,8 x 10^3 N/m^3'dür. FPS sisteminde γ= 62,4 lb_f/ft^3'dür.

Herhangi bir maddenin *spesifik gravitesi* (G) o maddenin yoğunluğunun (veya spesifik ağırlığının) suyun yoğunluğuna oranıdır. Su için G=1,0 ve çoğu kayalar için $G \approx 2{,}65$'dir.

Bir akışkanın *viskozitesi*, akışkanın akış sırasında göreceli bir harekete ve kayma deformasyonuna karşı koyan özelliğidir. Akışkan ne kadar viskoz ise, belirli bir hız gradyanındaki kayma gerilmesi de o ölçüde büyüktür. Newton'ın viskozite yasasına göre,

$$\tau = \mu(dv/dy) \tag{A1-2}$$

Tablo A1.3 FPS (ft-libre-saniye) sistem birimlerinin SI birimlerine dönüşüm faktörleri.

	Bunu elde etmek için	Bunu	Bununla çarp
Uzunluk	m	ft	$3{,}048 \times 10^{-1}$
	cm	ft	$3{,}048 \times 10$
	km	ft	$3{,}048 \times 10^{-4}$
	m	mil	$1{,}609 \times 10^{3}$
	km	mil	1,609
Alan	m^2	ft^2	$9{,}290 \times 10^{-2}$
	km^2	mil^2	2,590
	m^2	akre	$4{,}047 \times 10^{3}$
	km^2	akre	$4{,}047 \times 10^{-3}$
Hacim	m^3	ft^3	$2{,}832 \times 10^{-2}$
	m^3	A.B.D. gal	$3{,}785 \times 10^{-3}$
	m^3	İngiliz gal	$4{,}546 \times 10^{-3}$
	l	ft^3	$2{,}832 \times 10$
	l	A.B.D. gal	3,785
	l	İngiliz gal	4,546
Hız	m/s	ft/s	$3{,}048 \times 10^{-1}$
	cm/s	ft/s	$3{,}048 \times 10$
	m/s	mil/saat	$4{,}470 \times 10^{-1}$
	km/saat	mil/saat	1,609
İvme	m/s^2	ft/s^2	$3{,}048 \times 10^{-1}$
Kütle	kg	lb_m*	$4{,}536 \times 10^{-1}$
	kg	slug*	$1{,}459 \times 10$
	kg	ton	$1{,}016 \times 10^{3}$
Kuvvet ve ağırlık	N	lb_f*	4,448
	N	poundal	$1{,}383 \times 10^{-1}$
Basınç ve gerilme	Pa veya N/m^2	psi	$6{,}895 \times 10^{3}$
	Pa	lb_f/ft^2	$4{,}788 \times 10$
	Pa	$poundal/ft^2$	1,488
	Pa	atm	$1{,}013 \times 10^{5}$
	Pa	Hg olarak	$3{,}386 \times 10^{3}$
	Pa	mb	$1{,}000 \times 10^{2}$
İş ve enerji	J	ft-lb_f	1,356
	J	ft-poundal	$4{,}214 \times 10^{-2}$
	J	Btu	$1{,}055 \times 10^{-3}$
	J	kalori	4,187
Kütle yoğunluğu	kg/m^3	lb/ft^3	$1{,}602 \times 10$
	kg/m^3	$slug/ft^3$	$5{,}154 \times 10^{2}$
Ağırlık yoğunluğu	N/m^3	lb_f/ft^3	$1{,}571 \times 10^{2}$
Boşalım	m^3/s	ft^3/s	$2{,}832 \times 10^{-2}$
	l/s	ft^3/s	$2{,}832 \times 10$
	m^3/s	A.B.D. gal/dak	$6{,}309 \times 10^{-5}$
	m^3/s	İngiliz gal/dak	$7{,}576 \times 10^{-5}$
	l/s	A.B.D. gal/dak	$6{,}309 \times 10^{-2}$
	l/s	İngiliz gal/dak	$7{,}576 \times 10^{-2}$
Hidrolik iletkenlik (ayrıca bkz. Tablo 2.3)	m/s	ft/s	$3{,}048 \times 10^{-1}$
	m/s	A.B.D. gal/gün/ft^2	$4{,}720 \times 10^{-7}$
İletimlilik	m^2/s	ft^2/s	$9{,}290 \times 10^{-2}$
	m^2/s	A.B.D. gal/gün/ft	$1{,}438 \times 10^{-7}$

* Kütlesi 1 lb kütle (1 lb_m) olan bir cismin ağırlığı 1 lb kuvvet (lb_f)'dir. Kütlesi 1 lb_m olan bir cismi g=32,2 ft/s^2'lik ivme elde etmek üzere gerekli harekete geçirmek için gerekli kuvvet 1 lb_f'dir. Bir slug, üzerine 1 lb_f'lik kuvvet uygulandığında 1 ft/s^2 ivme kazanan kütlenin birimidir.

olur. Burada, τ: kayma gerilmesi, dv/dy: hız gradyanı ve μ: viskozite veya dinamik viskozitedir. Kinematik viskozite (ν) aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$\nu = \mu / \rho \tag{A1-3}$$

Burada, ρ: akışkanın yoğunluğudur.

Bir akışkanın *sıkışabilirliği* o akışkanın gerilme-birim deformasyon özelliklerini yansıtır. *Gerilme*, bir cisme uygulanan dış basıncın oluşturduğu içsel tepkidir. Akışkanlardaki gerilmeye sıvı basıncı denir. *Birim deformasyon* gerilme altındaki bir maddenin çizgisel veya hacimsel şekil değiştirmesinin bir ölçüsüdür. Akışkanlarda, artan basınçlar altında azalan hacim (ve artan yoğunluk) şeklindedir. Suyun sıkışabilirliği (β) Altbölüm 2.9'da ayrıntılı olarak açıklanmıştır. (2-44) eşitliği ile tanımlanmıştır.

Suyun yoğunluğu, viskozitesi ve sıkışabilirliği sıcaklık ve basıncın fonksiyonlarıdır (Dorsey, 1940; Weast, 1972). Bunların değişimi genelde büyük değildir ve çoğu yeraltı suyunda karşılaşılan sıcaklık ve basınç değer aralıkları için genellikle sabit olarak kullanılırlar. 15,5 ^{o}C'da ρ = 1,0 g/cm^3, μ = 1,124 cP ve β = 4,4 x 10^{-10} m^2/N'dur.

Durgun su kütlesinin herhangi bir noktasındaki *sıvı basıncı* (p) o noktada etkiyen ve birim alana düşen kuvvettir. Hidrostatik şartlarda bir noktadaki sıvı basıncı o nokta etrafındaki birim kesit alanının üzerine gelen su kolonunun ağırlığını yansıtır. Basıncı mutlak sıfır basınca göre ifade etmek mümkünse de, genellikle atmosferik basınca göre ifade edilmektedir. Atmosferik basınca *komparatör basıncı* da denir ve atmosferde sıfırlanan komparatörlerdeki basınç okumalarından elde edilir.

Bir akışkan içindeki herhangi bir noktadaki *basınç yükü* (ψ) o noktaya yerleştirilen manometrede elde edilen su kolonunun yüksekliğidir. ψ durgun suda su yüzeyinden ölçüm yapılan noktaya olan derinliğe eşittir. p'nin komparatör basıncı olarak ifade edilmesi durumunda ψ aşağıdaki ilişki ile ifade edilir:

$$p = \rho g \psi = \gamma \psi \tag{A1-4}$$

Basınç yükü ψ aslında sıvı basıncı p'nin bir ölçüsüdür.

Sıvı basınçları yeraltı suyunun gözenekli jeolojik birimler ve zeminlerde akışı sırasında da gelişir. Akışkanlar mekaniğinin bu ekte sunulan bileşenleri Altbölüm 2.2'de yeraltı akış teorisi gelişimine uygulanmıştır.

Ek II Şekil Değiştiren Doygun Ortamdaki Dengesiz Akışın Denklemi

Doygun ortamdaki dengesiz akışın denklemlerinin kapsamlı şekilde geliştirilebilmesi için, sıvı basıncındaki dengesiz değişimin gözenekli ortamın granüle iskeletinde deformasyonlara yol açtığı ve bu deformasyonların suyun olduğu kadar ortamın da hareket halinde olduğunu ifade ettiği gerçeği kabul edilmelidir. Jacob (1940) tarafından sunulan klasik formülün iki değişik rafinasyonunu gerektiren bu anlayış Altbölüm 2.11'de ele alınmıştır. Biot (1955) tarafından teşhis edilen birincisinde, Darcy yasasını akışkanın göreceli hızı cinsinden tanelere çevirmek gereklidir. Cooper (1966) tarafından teşhis edilen ikincisinde, birim kontrol hacminde akışkan için olduğu kadar ortamın kütlesinin korunmasının da göz önüne alınması gereklidir. Süreklilik denklemi şu üç yoldan biri vasıtasıyla geliştirilebilir: (1) şekil değiştiren bir birim hacmi deforme olan koordinatlarda dikkate alarak, (2) şekil değiştiren bir birim hacmi sabit koordinatlarda dikkate alarak veya (3) sabit bir birim hacmi sabit bir koordinat sisteminde dikkate alarak. Gambolati ve Freeze (1973)'i takiben sabit koordinatlardaki sabit birim hacmi kullanacağız. Bu yaklaşımda vektör notasyonu ve materyal türevinin (toplam türev, kuvvetli türev) kullanımı gereklidir. Bu kavramlarla aşinalık yoksa, Aris (1962) ve Wills (1958)'de giriş düzeyinde açıklamalar bulunabilir. Burada, hidrolik iletkenliği K, gözenekliliği n ve sıkışabilirliği α olan homojen, izotrop bir ortam için bir denklem geliştirilecektir. Aynı yaklaşım heterojen ve anizotrop ortama da kolaylıkla uyarlanabilir.

Vektör notasyonu cinsinden Darcy yasasının üç boyutlu formu [(2-34) eşitliği],

$$\vec{v} = -K\nabla h \tag{A2-1}$$

şeklindedir. Burada, $\vec{v}=(v_x, v_y, v_z)$: akışkanın tanelere göre hızı ve $\nabla h=(\partial p/\partial x, \partial p/\partial y, \partial p/\partial z)$: hidrolik gradyandır. $\vec{v}$ vektörünü,

$$\vec{v} = n(\vec{v}_w - \vec{v}_s) \tag{A2-2}$$

şeklinde açabiliriz. Burada, $\vec{v}_w$: akışkan hızı ve $\vec{v}_s$: şekil değiştiren ortamın hızıdır.

Su için durum denklemi [(2-47) eşitliği],

$$\rho = \rho_o\, e^{\beta p} \tag{A2-3}$$

ve sıkışmaz zemin taneleri için:

$$\rho_s = \text{sabit} \tag{A2-4}$$

Su için süreklilik denklemi,

$$-\nabla \cdot \left[n\rho\vec{v}_w\right] = \frac{\partial}{\partial t}\left[n\rho\right] \tag{A2-5}$$

ve zemininki:

$$-\nabla\cdot\left[(1-n)\rho_s\vec{v}_s\right]=\frac{\partial}{\partial t}\left[(1-n)\rho_s\right] \tag{A2-6}$$

şeklindedir. Bu eşitliklerde $\nabla\cdot$ diverjans operatörüdür:

$$\nabla\cdot=\frac{\partial}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial y}+\frac{\partial}{\partial z}$$

(A2-5) eşitliğini açarak,

$$-\rho\nabla\cdot(n\vec{v}_w)-n\vec{v}_w\cdot\nabla\rho=n\frac{\partial\rho}{\partial t}+\rho\frac{\partial n}{\partial t} \tag{A2-7}$$

elde ederiz. (A2-6) eşitliğinden ρ_s'yi düşürüp eşitliği yeniden yazarsak $\partial n/\partial t$ için bir ifade elde ederiz. Bu ifade (A2-2)'den $n\vec{v}_w$ için elde edilen ifade ile birlikte (A2-7) eşitliğindeki yerine konabilir. ρ ile bölüp yeniden yazılması durumunda (A2-7) eşitliği

$$-\nabla\cdot\vec{v}-\left(\frac{\vec{v}}{\rho}\right)\cdot\nabla\rho=\left(\frac{n}{p}\right)\left(\frac{\partial p}{\partial t}+\vec{v}_s\cdot\nabla\rho\right)+\nabla\cdot\vec{v}_s \tag{A2-8}$$

şekline dönüşür. Materyal türevi $D/Dt=\partial/\partial t+\vec{v}_w\cdot\nabla$'in kullanılması halinde (A2-8) eşitliği

$$-\nabla\cdot\vec{v}-\left(\frac{\vec{v}}{\rho}\right)\cdot\nabla\rho=\frac{n}{\rho}\frac{D\rho}{Dt}+\nabla\cdot\vec{v}_s \tag{A2-9}$$

şeklinde yazılabilir. (A2-9) eşitliğinin sağ tarafındaki ilk terim suyun sıkışabilirliği β ile aşağıdaki gibi ilişkilendirilebilir:

$$\frac{D\rho}{Dt}=\rho\beta\frac{Dp}{Dt} \tag{A2-10}$$

(A2-10) eşitliğinin sağ tarafındaki materyal türevi sadece aşağıdaki eşitsizliğin sağlanması durumunda bir kısmî türev ile değiştirilebilir:

$$\vec{v}_s\cdot\nabla p<<\frac{\partial p}{\partial t} \tag{A2-11}$$

Daha ileri bir varsayım olarak (A2-9) eşitliğinin sol tarafını,

$$\left(\frac{\vec{v}}{p}\right)\cdot\nabla\rho<<\nabla\cdot\vec{v} \tag{A2-12}$$

olarak alıp sonra da (A2-1) ve (A2-10) eşitliklerini (A2-9) eşitliğindeki yerine koyarsak,

$$\nabla \cdot (K\nabla h) = n\beta \frac{\partial p}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{v}_s \qquad \text{(A2-13)}$$

elde edilir.

Üç boyutlu bir gerilme alanında tane hız vektörü $\vec{v}_s$ =(v_{sx}, v_{sy}, v_{sz}) deformasyon (veya zemin yerdeğiştirmesi) vektörü $\vec{u}$ =(u_x, u_y, u_z) ile aşağıdaki şekilde ilişkilidir:

$$\vec{v}_s = \frac{D\vec{u}}{Dt} \qquad \text{(A2-14)}$$

Bir boyutlu gerilme alanında

$$v_{sx}=v_{sy}=u_x=u_y=0 \qquad \text{(A2-15)}$$

(A2-15) eşitliğindeki şartların sağlanması durumunda (A2-13) eşitliğinin son terimi aşağıdaki gibi açılabilir (Cooper, 1966; Gambolati ve Freeze, 1973; Gambolati, 1973a):

$$\nabla \cdot \vec{v}_s = \frac{\partial v_{sz}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{Du_z}{Dt}\right) = \frac{D}{Dt}\left(\frac{\partial u_z}{\partial z}\right) = \alpha \frac{D\rho}{Dt} \qquad \text{(A2-16)}$$

Burada, α: gözenekli ortamın düşey yöndeki sıkışabilirliğidir. Ortadaki eşitliğin etrafındaki türevin değişimi bir pozisyon vektörü için geçerlidir fakat genelleştirilemez. (A2-11) eşitliğindeki şartlar sağlanırsa, (A2-16) eşitliğinin sağ tarafındaki materyal türevi kısmî türev ile değiştirilebilir. (A2-13) eşitliği bu durumda

$$\nabla \cdot (K\nabla h) = n\beta \frac{\partial p}{\partial t} + \alpha \frac{\partial p}{\partial t} \qquad \text{(A2-17)}$$

şekline dönüşür. $p=\rho g(h-z)$ ve K bir sabit olduğundan, (A2-17) eşitliği sadeleştirilerek,

$$\nabla^2 h = \frac{\rho g(\alpha + n\beta)}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \qquad \text{(A2-18)}$$

elde edilir. Yahut, bildiğimiz $S_s=\rho g(\alpha+n\beta)$'yı kullanarak ve vektör notasyonunu açarak aşağıdaki denklem elde edilir:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \qquad \text{(A2-19)}$$

(A2-19) eşitliği Jacob (1940)'ın geliştirdiği (2-75) eşitliği ile özdeştir. Daha kapsamlı bir irdelemeyle, akışın klasik denkleminin (A2-11) ve (A2-12) denkl (A2-19) eşitsizliklerine ve (A2-15) denkleminin gerilme şartına dayandığı açık bi. görülecektir. Bu şartların her zaman sağlanma ihtimali düşüktür. Gambolati (1973b) düşük geçirgenlikli ve yüksek sıkışabilirlikli killerde olduğu gibi, konsolidasyon hızı

$\vec{v}_s$'nin süzülen akışkan hızı $\vec{v}_w$'den büyük olduğu yerde eşitsizliklerin sağlanmayabileceğini göstermiştir. Gerilme şartı açısından (A2-13) denkleminin sonundaki $\nabla\cdot\ \vec{v}_s$ terimi gerçekte üç boyutlu akış alanını üç boyutlu gerilme alanı ile ilişkilendiren bir aysbergin çıkıntılı ucudur. Bu ilişkileri ilk olarak Biot (1941, 1955) ortaya atmış; Verruijt (1969) de belirgin bir türev öne sürmüştür. Schiffman vd. (1969) klasik yaklaşım ile Biot yaklaşımı arasında bir kıyaslama yapmış ve Gambolati (1974) de akışın klasik denkleminin geçerlilik aralığını analiz etmiştir.

Ek III Bir Sınır Değeri Probleminin Analitik Çözümüne Örnek

Şekil 2.25(a)'da gösterilen basit yeraltı suyu akış problemini göz önüne alınız. *xy* düzlemindeki dengeli doygun akış denklemi,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}=0 \tag{A3-1}$$

şeklindedir. Sınır şartlarının matematiksel ifadesi aşağıdaki gibidir:

$$y=0 \quad \text{ve} \quad y=y_L\text{'de} \quad \partial h/\partial y=0 \tag{A3-2}$$

$$x=0\text{'da} \quad h=h_o \tag{A3-3}$$

$$x=x_L\text{'de} \quad h=h_1 \tag{A3-4}$$

$h(x,y)$'yi değişkenlerin ayırımı tekniğini kullanarak çözeceğiz.

Çözümün aşağıdaki gibi bir çarpım çözümü olduğunu varsayınız:

$$h(x,y)=X(x)\cdot Y(y) \tag{A3-5}$$

O halde (A3-1) eşitliği aşağıdaki gibi olur:

$$Y\frac{\partial^2 X}{\partial x^2}+X\frac{\partial^2 Y}{\partial y^2}=0 \tag{A3-6}$$

Terimleri XY ile bölersek,

$$\frac{1}{X}\frac{\partial^2 X}{\partial x^2}=-\frac{1}{Y}\frac{\partial^2 Y}{\partial y^2} \tag{A3-7}$$

olur. Sol taraf y'den bağımsızdır. Bu nedenle, görüntüdeki şekline rağmen sağ taraf da y'den bağımsız olmalıdır. Çünkü, özdeş olarak sol tarafa eşittir. Benzer şekilde, sağ taraf x'den bağımsızdır ve sol taraf da öyledir. İki tarafın da x ve y'den bağımsız olması durumunda her bir taraf bir sabite eşit olmalıdır. Bu nedenle:

$$\frac{1}{X}\frac{\partial^2 X}{\partial x^2}=G \quad ve \quad \frac{1}{Y}\frac{\partial^2 Y}{\partial y^2}=G \tag{A3-8}$$

G sabiti pozitif, negatif veya sıfır olabilir. Üç durum da çarpım çözümü verir fakat, sadece G=0 çözümü bu problem için fiziksel açıdan anlamlı bir çözüm verir. (A3-8) eşitliği,

$$\frac{1}{X}\frac{\partial^2 X}{\partial x^2}=0 \quad ve \quad \frac{1}{Y}\frac{\partial^2 Y}{\partial y^2}=0 \tag{A3-9}$$

Bunlar, çözümü çok iyi bilinen adî diferansiyel denklemlerdir:

$$X=Ax+B \text{ ve } Y=Cy+D \tag{A3-10}$$

(A3-5)'in çarpım çözümü şöyle olur:

$$h(x,y)=(Ax+B)(Cy+D) \tag{A3-11}$$

Sınır koşullarını uygulayarak A, B, C ve D sabitlerini bulabiliriz. (A3-11) eşitliğinin y'ye göre türevi alınırsa aşağıdaki ifade elde edilir:

$$\partial h/\partial y=(Ax+B)C \tag{A3-12}$$

ve (A3-2) eşitliğinin uygulanması C=0 olduğunu ifade eder. (A3-11) eşitliğinden geriye,

$$h(x,y)=(Ax+B)D=Ex+F \tag{A3-13}$$

kalır. (A3-3) ve (A3-4) eşitliklerinin sınır şartlarını uygulayarak $F=h_o$ ve $E=-(h_o-h_1)/x_L$ bulunur. Çözüm bu nedenle,

$$h(x,y)=h_o-(h_o-h_1)x/x_L \tag{A3-14}$$

olur. Bu denklem Altbölüm 2.11'de ispatı verilmeden sunulan (2-81) eşitliği ile özdeştir.

(A3-14) eşitliğinin (A3-3) ve (A3-4) eşitliklerindeki sınır şartlarını sağladığı hemen görülecektir. y'ye göre diferansiyelin alınmasıyla sonuç sıfır olur ve (A3-2) eşitliği de akış denklemini [(A3-1) eşitliğini] doğrular.

Ek IV İyon Aktivite Katsayıları için Debye-Hückel Denklemi ve Kielland Tablosu

Münferit iyon aktiviteleri için Debye-Hückel ifadesi:

$$\log \gamma = \frac{-Az^2\sqrt{I}}{1 + \overset{o}{a}\, B\sqrt{I}}$$

Doğal sularda bulunan yaygın iyonlar için iyon boyutu parametresinin (å) değerleri.

å x 10^8	İyon
2,5	NH_4^+
3,0	K^+,Cl^-, NO_3^-
3,5	OH^-, HS^-, MnO_4^-, F^-
4,0	SO_4^{-2}, PO_4^{-3}, HPO_4^{-2}
4,0–4,5	Na^+, HCO_3^-, $H_2PO_4^-$, HSO_3^-
4,5	CO_3^{-2}, SO_3^{-2}
5	Sr^{+2}, Ba^{+2}, S^{-2}
6	Ca^{+2}, Fe^{+2}, Mn^{+2}
8	Mg^{+2}
9	H^+, Al^{+3}, Fe^{+3}

1 Bar'daki *A* ve *B* parametreleri

Sıcaklık (°C)	*A*	*B* (x 10^{-8})
0	0,4883	0,3241
5	0,4921	0,3249
10	0,4960	0,3258
15	0,5000	0,3262
20	0,5042	0,3273
25	0,5085	0,3281
30	0,5130	0,3290
35	0,5175	0,3297
40	0,5221	0,3305
50	0,5319	0,3321
60	0,5425	0,3338

25 °C'de iyonların boyları ile düzenlenmiş iyon aktivite katsayılarının Kielland tablosu (Debye-Hückel eşitliğine dayalı olarak).

Yük	Boyut,* $\bar{a}$	İyonlar	I = 0,0005	0,001	0,0025	0,005	0,01	0,025	0,05	0,1
1	2,5	Rb^+, Cs^+, Ag^+, NH_4^+, Tl^+	0,975	0,964	0,945	0,924	0,898	0,85	0,80	0,75
	3	K^+, Cl^-, Br^-, I^-, CN^-, NO_3^-, NO_2^-, OH^-, F^-, ClO_4^-	0,975	0,964	0,945	0,925	0,899	0,85	0,805	0,755
	4	Na^+, IO_3^-, HCO_3^-, HSO_3^-, $H_2PO_4^-$, ClO_2^-, $C_2H_3O_2^-$	0,975	0,964	0,947	0,928	0,902	0,86	0,82	0,775
	6	Li^+, $C_6H_5COO^-$	0,975	0,965	0,948	0,929	0,907	0,87	0,835	0,80
	9	H^+	0,975	0,967	0,950	0,933	0,914	0,88	0,86	0,83
2	4,5	Pb_2^{+2}, Hg^{+2}, SO_4^{-2}, CrO_4^{-2}, CO_3^{-2}, SO_3^{-2}, $C_2O_4^{-2}$, $S_2O_3^{-2}$, H düz^{-2}	0,903	0,867	0,805	0,742	0,665	0,55	0,455	0,37
	5	Sr^{+2}, Ba^{+2}, Cd^{+2}, Hg^{+2}, S^{-2}, WO_4^{-2}	0,903	0,868	0,805	0,744	0,67	0,555	0,465	0,38
	6	Ca^{+2}, Cu^{+2}, Zn^{+2}, Sn^{+2}, Mn^{+2}, Fe^{+2}, Ni^{+2}, Co^{+2}, fitalat^{-2}	0,905	0,870	0,809	0,749	0,675	0,57	0,485	0,405
	8	Mg^{+2}, Be^{+2}	0,906	0,872	0,813	0,755	0,69	0,595	0,52	0,45
3	4	PO_4^{-3}, $Fe(CN)_6^{-3}$, $Cr(NH_3)_6^{+3}$	0,796	0,725	0,612	0,505	0,395	0,25	0,16	0,095
	9	Al^{+3}, Fe^{+3}, Cr^{+3}, Sc^{+3}, In^{+3}, ve nadir topraklar	0,802	0,738	0,632	0,54	0,445	0,325	0,245	0,18

* Bu boyutların, hidratsız tek iyonların boyutu olmadığına; su çözeltisindeki efetif boyutun yuvarlatılmış değerleri olduğuna dikkat ediniz. Daha ayrıntılı açıklama için, bu değerlerin alındığı orijinal makaleye bakınız [J. Kielland, J. Amer. Chem. Soc., 59, 1675 (1937)].

Kaynaklar

BERNER, R. A. 1971. *Principles of Chemical Sedimentology*. McGraw-Hill, New York, 240 pp.

KLOTZ, I. M. 1950. *Chemical Thermodynamics*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 369 pp.

MANOV, G. G., R. G. BATES, W. J. HAMER, and S. F. ACREE. 1943. Values of the constants in the Debye-Hückel equation for activity coefficients. *J. Amer. Chem. Soc.*, 65, pp. 1765-1767.

Ek V Tamamlayıcı Hata Fonksiyonu (erfc)

$$erf(\beta) = \frac{2}{\sqrt{\mu}} \int_0^{\beta} e^{-\varepsilon^2} d\varepsilon$$

$$erf(-\beta) = -erf(\beta)$$

$$erfc(\beta) = 1 - erf(\beta)$$

β	erf(β)	erfc(β)
0	0	1,0
0,05	0,056372	0,943628
0,1	0,112463	0,887537
0,15	0,167996	0,832004
0,2	0,222703	0,777297
0,25	0,276326	0,723674
0,3	0,328627	0,671373
0,35	0,379382	0,620618
0,4	0,428392	0,571608
0,45	0,475482	0,524518
0,5	0,520500	0,479500
0,55	0,563323	0,436677
0,6	0,603856	0,396144
0,65	0,642029	0,357971
0,7	0,677801	0,322199
0,75	0,711156	0,288844
0,8	0,742101	0,257899
0,85	0,770668	0,229332
0,9	0,796908	0,203092
0,95	0,820891	0,179109
1,0	0,842701	0,157299
1,1	0,880205	0,119795
1,2	0,910314	0,089686
1,3	0,934008	0,065992
1,4	0,952285	0,047715
1,5	0,966105	0,033895
1,6	0,976348	0,023652
1,7	0,983790	0,016210
1,8	0,989091	0,010909
1,9	0,992790	0,007210
2,0	0,995322	0,004678
2,1	0,997021	0,002979
2,2	0,998137	0,001863
2,3	0,998857	0,001143
2,4	0,999311	0,000689
2,5	0,999593	0,000407
2,6	0,999764	0,000236
2,7	0,999866	0,000134
2,8	0,999925	0,000075
2,9	0,999959	0,000041
3,0	0,999978	0,000022

Ek VI Homojen, İzotrop Bir Ortam İçin Sonlu Farklar Denkleminin Elde Edilmesi

İki boyutlu, homojen, izotrop bir akış bölgesindeki dengeli akışı tanımlayan kısmî diferansiyel denklem (Altbölüm 2.11) Laplace denklemidir:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \qquad \text{(A6-1)}$$

Bir akış bölgesini bölümlere ayıran düğümler ağındaki bir iç düğümün sonlu farklar denklemini elde etmek için, (A6-1) eşitliğindeki ikinci derece kısmî türevleri farklar ile değiştirmek durumundayız. İlk olarak denklemdeki birinci terimi ele alalım. İki değişkenli $h(x,z)$'nin bir fonksiyonu olan x'e göre kısmî türevin tanımının,

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \lim_{\Delta x \to 0} \frac{h(x+\Delta x, z) - h(x,z)}{\Delta x} \qquad \text{(A6-2)}$$

olduğunu hatırlayınız. Bir bilgisayarda limiti $\Delta x \to 0$ olarak almak mümkündür fakat, Δx'e herhangi bir küçük değer vermek suretiyle limiti uygulamak da mümkün olabilir. Gerçekte bu işlemi, aralığı Δx olan bir düğümler ağı tasarlamak suretiyle yapabiliriz.

z'nin herhangi bir değeri için (meselâ z_o gibi) $h(x,z_o)$'ı Taylor açılımı ile (x_o, z_o) noktasına göre aşağıdaki gibi açabiliriz:

$$h(x, z_o) = h(x_o, z_o) + (x - x_o)\frac{\partial h}{\partial x}(x_o, z_o) + \frac{(x - x_o)^2}{2}\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}(x_o, z_o) + \ldots \qquad \text{(A6-3)}$$

$x=x_o+\Delta x$ (bu terim *ileriye fark* olarak adlandırılır) alınır ve birinci dereceden büyük terimlerin hepsi düşürülürse $\partial h/\partial x$ şu şekilde ifade edilebilir:

$$\frac{\partial h}{\partial x}(x_o, z_o) = \frac{h(x_o + \Delta x, z_o) - h(x_o - z_o)}{\Delta x} \qquad \text{(A6-4)}$$

Taylor açılımının düşürülen terimleri sonlu farklar yaklaşımındaki yuvarlatma hatalarını temsil eder.

(A6-3) eşitliğine $x=x_o-\Delta x$ *geriye farkını* uygulayarak (A6-4) eşitliğine benzer bir ifade elde edebiliriz:

$$\frac{\partial h}{\partial x}(x_o, z_o) = \frac{h(x_o, z_o) - h(x_o - \Delta x, z_o)}{\Delta x} \qquad \text{(A6-5)}$$

$\partial^2 h/\partial x^2$'ye bir çözüm elde etmek için ileriye fark ifadesini kullanarak fark denklemini $\partial h/\partial x$ cinsinden,

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}(x_o, z_o) = \frac{\frac{\partial h}{\partial x}(x_o + \Delta x, z_o) - \frac{\partial h}{\partial x}(x_o, z_o)}{\Delta x} \qquad \text{(A6-6)}$$

şeklinde yazabilir ve sonra da (A6-5) eşitliğinin geriye fark ifadesini (A6-6) eşitliğindeki yerine koyarak aşağıdaki formu elde ederiz:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}(x_o, z_o) = \frac{h(x_o + \Delta x, z_o) - 2h(x_o, z_o) + h(x_o - \Delta x, z_o)}{(\Delta x)^2} \qquad \text{(A6-7)}$$

Benzer bir yol izleyerek $\partial^2 h/\partial z^2$ için bir fark denklemi geliştirebiliriz:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}(x_o, z_o) = \frac{h(x_o, z_o + \Delta x) - 2h(x_o, z_o) + h(x_o, z_o - \Delta x)}{(\Delta z)^2} \qquad \text{(A6-8)}$$

Kare şeklindeki bir ağ için $\Delta x = \Delta z$ olup, Laplace denklemini elde etmek için (A6-7) ve (A6-8) eşitliklerini toplarsak,

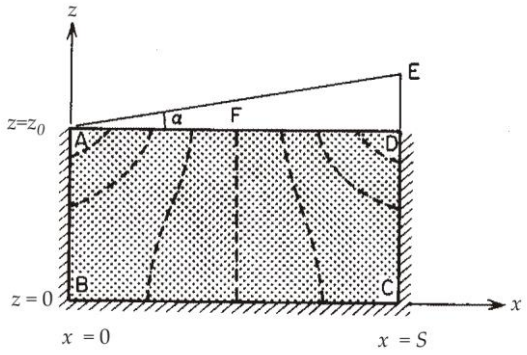
$$(\Delta x)^{-2}[h(x_o+\Delta x, z_o)+h(x_o-\Delta x, z_o)+h(x_o, z_o+\Delta z)+h(x_o, z_o-\Delta z)-4h(x_o, z_o)]=0 \qquad \text{(A6-9)}$$

formunu elde ederiz. (x_o, z_o)'ı bir (i, j) düğüm noktası olarak alırsak, (A6-9) eşitliği yeniden düzenlenmek suretiyle (5-24) eşitliği ile özdeş olan aşağıdaki denklem elde edilir:

$$h_{ij} = \tfrac{1}{4}(h_{i+1,\,j}+h_{i-1,\,j}+h_{i,\,j+1}+h_{i,\,j-1}) \qquad \text{(A6-10)}$$

Ek VII Bölgesel Yeraltı Suyu Akışı için Toth'ın Analitik Çözümü

Toth (1962, 1963) üstte su tablası ile ve diğer üç tarafında da geçirimsiz sınır ile çevrili düşey, iki boyutlu, doygun, homojen ve izotrop bir akış alanındaki (Şekil 6.1'de taralı olarak gösterilen ve Şekil A7.1'de *xz* koordinat sisteminde yeniden sunulmuş olan alanda) dengeli akışı temsil eden sınır değeri problemi için iki analitik çözüm ileri sürmüştür.



Şekil A7.1 Toth'ın analitik çözümü için akış bölgesi.

Toth ilk olarak su tablasının düz ve eğiminin sabit olduğu bir durumu göz önüne almıştır. Bu durumda akış bölgesi Şekil A7.1'deki *ABCEA* bölgesidir. Yamuk şekilli bir alan için analitik çözüm mümkün olmadığından, Toth gerçek akış bölgesini *ABCDA* taralı alanı olarak almıştır. Gerçek su tablası olan *AE* çizgisi üzerindeki hidrolik yük değerlerini çözüm bölgesinin üst sınırı olan *AD* çizgisine izdüşürmüştür. Yöntem, α'nın küçük değerleri için elverişlidir.

Akışın denklemi Laplace denklemidir:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \qquad \text{(A7-1)}$$

x=s ve z=z_o ile çevrelenen bir bölge için sınır koşulları şu şekildedir:

$$\begin{aligned} &\textit{AB ve CD üzerinde} && \frac{\partial h}{\partial x}(0,z) = \frac{\partial h}{\partial x}(s,z) = 0 \\ &\textit{BC üzerinde} && \frac{\partial h}{\partial z}(x,0) = 0 \\ &\textit{AD üzerinde} && h(x,z_o) = z_o + cx \end{aligned} \qquad \text{(A7-2)}$$

Burada, c=tanα'dır.

Değişkenlerine ayırma ile elde edilen analitik çözüm şu şekildedir:

$$h(x,z) = z_o + \frac{cs}{2} - \frac{4cs}{\pi^2}\sum_{m=0}^{\infty}\frac{\cos[(2m+1)\pi x/s]\cosh[(2m+1)\pi z/s]}{(2m+1)^2\cosh[(2m+1)\pi z_o/s]} \qquad \text{(A7-3)}$$

Bu denklem hem (A7-1) akış denklemini hem de (A7-2) sınır koşullarını sağlamaktadır. Değerler kağıda aktarılıp konturlandığında Şekil A7.1'de görülen eşpotansiyel ağ ortaya çıkar. Akış, beslenme sınırı *DF*'den alan içine ve oradan boşalım sınırı *AF*'ye doğrudur.

Toth ayrıca bir sinüs eğrisinin *AE* çizgisi üzerine çakıştığı su tablası konfigürasyonunu da göz önüne almıştır (dalgalanmalı topoğrafyayı temsil etmek için). Bu durumda nihai sınır şartı

$$AD \text{ düzleminde } \quad h(x, z_o)=z_o+cx+a\sin bx \qquad \text{(A7-4)}$$

olur. Burada, $c=\tan\alpha$, $a=a'/\cos\alpha$ ve $b=b'/\cos\alpha$ olup a': sinüs eğrisinin genliği ve b': frekanstır.

Bu durum için analitik çözüm şu şekilde olur:

$$\begin{aligned} h(x,z) = z_o &+ \frac{cs}{2} + \frac{a}{sb}(1-\cos bs) \\ &+ 2\sum_{m=1}^{\infty}\left[\frac{ab(1-\cos bs\cos m\pi)}{b^2 - m^2\pi^2/s^2} + \frac{cs^2}{m^2\pi^2}(\cos m\pi - 1)\right] \\ &\times \frac{\cos(m\pi x/s)\cosh(m\pi z/s)}{s\cdot\cosh(m\pi z_o/s)} \end{aligned} \qquad \text{(A7-5)}$$

Bu fonksiyonla tanımlanan eşpotansiyel ağ Şekil 6.2(b)'dekine benzer.

Ek VIII Beslenen Bir Yeraltı Suyu Akış Sistemi Üzerinde Bir Boyutlu Süzülmeyi Temsil Eden Sınır Değeri Probleminin Sayısal Çözümü

Üst sınırı yüzeyde ve alt sınırı da su tablasının altında olan bir boyutlu, düşey, homojen bir akış alanını göz önüne alınız. Altbölüm 6.4'de açıklandığı gibi, böyle bir sistemin akış denklemi

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[K(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z}+1\right)\right]=C(\psi)\frac{\partial \psi}{\partial t} \tag{A8-1}$$

Sınır şartları da, tavanda;

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}=\frac{R}{K(\psi)}-1 \tag{A8-2}$$

ve tabanda,

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}=\frac{Q}{K_o}-1 \tag{A8-3}$$

şeklindedir. Buradaki çözüm hidrolik yük $\psi(z, t)$ cinsindendir. Su tablasının herhangi bir andaki pozisyonu, $\psi = 0$ olduğu durumdaki z değeri ile verilir. Çözüm için gerekli girdiler başlangıç şartları [$\psi(z, 0)$], yağış miktarı (R), yeraltı suyu beslenme miktarı (Q) ve doygun olmayan karakteristik eğrileridir [$K(\psi)$, $C(\psi)$]. $\psi \geq \psi_a$ için $K=K_o$ ve $C=0$ olup, burada ψ_a=hava girişi basınç yüküdür.

Rubin ve Steinhardt (1963), Liakopoulos (1965b) ve Freeze (1969b) tarafından kullanılan sayısal sonlu fark düzenlemeleri Richtmyer (1957)'ın dolaylı düzenlemesidir. Bu yöntemde (z, t) düzlemi z ekseni boyunca j=1, 2, . . . , L noktalarından ve t ekseni boyunca n=1, 2, . . . noktalarından oluşan dikdörtgen bir düğümler ağı ile temsil edilir. Düşey düğümler arasındaki mesafe Δz; zaman adımları arası da Δt'dir. Herhangi bir (j, n) düğüm noktasındaki çözüm ψ_j^n'dir. Bu notasyon altında, bir iç düğüm için (j=2'den j=L–1'e kadar) (A8-1) eşitliğinin sonlu farklar formu uygun birtakım yeni düzenlemelerden sonra şöyle olur:

$$C(\psi_{III})\left(\frac{\psi_j^n-\psi_j^{n-1}}{\Delta t}\right)=\frac{1}{\Delta z}\left\{\left[K(\psi_I)\left(1+\frac{1}{2\Delta z}\left[\psi_{j+1}^{n-1}+\psi_{j+1}^{n}-\psi_j^{n-1}-\psi_j^{n}\right]\right)\right]\right. \tag{A8-4}$$
$$\left.-\left[K(\psi_{II})\left(1+\frac{1}{2\Delta z}\left[\psi_j^{n-1}+\psi_j^{n}-\psi_{j-1}^{n-1}-\psi_{j-1}^{n}\right]\right)\right]\right\}$$

Burada, belirli bir düğüm noktasındaki ve belirli bir zaman adımı için uygulanması gereken K ve C değerlerini belirleyen ψ_{I}, ψ_{II} ve ψ_{III} değerleri, önceki zaman adımlarından Rubin ve Steinhardt (1963) tarafından tanımlanan ekstrapolasyon ile belirlenir.

(A8-2) ve (A8-3) eşitliklerini bir araya getiren benzeri sonlu fark denklemleri üst ve alt sınırdaki düğüm noktaları (j=1, j=L) için de yazılabilir.

Sonlu farklar yaklaşımında her zaman adımı için L sayıda bilinmeyen içeren L adet doğrusal cebirsel denklem söz konusudur. Genel şekil şöyledir:

$$-A_j\psi_{j-1}^n + B_j\psi_j^n - C_j\psi_{j-1}^n = D_j \tag{A8-5}$$

Burada, A, B, C ve D katsayıları düğüm noktasına göre (j=1, j=2'den L–1, j=L'ye), zaman adımına göre (n=1, n=2, n>2) ve doygunluğa göre ($\psi \geq \psi_a$, $\psi < \psi_a$) değişir. A, B, C ve D'nin bağımlı olduğu değişkenler bir önceki zaman adımından, sınır değerleri R ile Q'dan ve fonksiyonel ilişkiler $K(\psi)$ ile $C(\psi)$'den gelen ψ değerleridir.

ψ_j^n'nin değerleri aşağıda verilen tekrarlanma ilişkisinden hesaplanır:

$$\psi_j^n = E_j + \psi_{j+1}^n + F_j \tag{A8-6}$$

Burada:

$$E_j = \frac{A_j}{B_j - C_j E_{j-1}}$$

$$F_j = \frac{D_j + C_j F_{j-1}}{B_j - C_j E_{j-1}}$$

E ve F katsayıları j=1'den j=L'ye kadar hesaplanır ve ψ'ler (A8-6) eşitliğini kullanarak j=L'den j=1'e kadar geri hesaplamayla bulunur. j=1 için E_1=A_1/B_1 ve F_1=D_1/B_1'dir. Üst düğümün (j=L) doygun olması halinde durum karmaşıklaşır.

$K(\psi)$ ve $C(\psi)$ histerezli olursa, genellikle ortalama ıslanma, ortalama kuruma ve ana tarama eğrilerini temsil eden değerler tablosu şekilde bilgisayar programına girilirler. Bilgisayar programı, söz konusu düğümün ıslanma veya kuruma durumunda oluşuna dayalı olarak ve ıslanmadan kurumaya (veya tersi) değişimin olduğu ψ değerini belirlemek için düğümün geçmiş tarihçesini tarayarak, doğru eğriyi bulmalıdır.

Ek IX Heterojen, Anizotrop, Yatay Bir Basınçlı Akiferdeki Dengesiz Akışın Sonlu Farklar Denkleminin Geliştirilmesi

Doygun anizotrop ortamdaki dengesiz akışı tanımlayan kısmî diferansiyel denklem (Altbölüm 2.11):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s \frac{\partial h}{\partial t} \tag{A9-1}$$

şeklindedir. Yatay ve kalınlığı da b olan bir basınçlı akifer için (A9-1) eşitliği aşağıdaki şekle indirgenir:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_y \frac{\partial h}{\partial y}\right)=S \frac{\partial h}{\partial t} \tag{A9-2}$$

Burada, T_x ve T_y terimleri $T=Kb$ ile tanımlanan iletimlilik tansörünün asal bileşenleri ve S de $S=S_s b$ ile tanımlanan depolama katsayısıdır. Akış bölgesini bölümlere ayıran düğümler ağında bir iç noktadaki sonlu farklar denklemini yazabilmek için, (A9-2) eşitliğindeki kısmî türevleri farklar ile değiştirmeliyiz. Ek VI'da geliştirilen tanımları ve Altbölüm 8.8 ile Şekil 8.26(c)'deki *ijk* notasyonunu kullanarak aşağıdaki sonlu farklar ifadesini yazabiliriz:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) \cong \frac{1}{\Delta x}\left[\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)^k_{i+1/2,\,j} - \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)^k_{i-1/2,\,j}\right] \tag{A9-3}$$

Buradaki (i+1/2, j) altsimgesi köşeli parantez içindeki büyüklüğün (i, j) ve (i+1, j) düğümleri arasındaki orta noktasında; k üst simgesi de köşeli parantez içindeki büyüklüğün k zaman adımında hesaplanması gerektiğini ifade eder. (A9-3) eşitliğinin sağ tarafını,

$$\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)^k_{i+1/2,\,j} = (T_x)_{i+1/2,\,j}\,(h^k_{i+1,\,j} - h^k_{i,\,j})\,\frac{1}{\Delta x} \tag{A9-4a}$$

$$\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right)^k_{i-1/2,\,j} = (T_x)_{i-1/2,\,j}\,(h^k_{i,\,j} - h^k_{i-1,\,j})\,\frac{1}{\Delta x} \tag{A9-4b}$$

şeklinde yazabiliriz. $(T_x)_{i+1/2,j}$ ve $(T_x)_{i-1/2,j}$'yi,

$$(T_x)_{i+1/2,\,j} \cong \frac{(T_x)_{i+1,\,j} + (T_x)_{i,\,j}}{2} \tag{A9-5}$$

şeklinde basit ortalama ile değerlendirdikten sonra (A9-4) eşitliğinde yerine koyup; (A9-4) eşitliğini de sonra (A9-3)'teki yerine oturttuktan sonra,

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) \cong \frac{1}{2\Delta x^2}\left\{\left[(T_x)_{i+1,j} + (T_x)_{i,j}\right]h^k_{i+1,j} - \left[(T_x)_{i+1,j} + 2(T_x)_{i,j} + (T_x)_{i-1,j}\right]h^k_{i,j} + \left[(T_x)_{i,j} + (T_x)_{i-1,j}\right]h^k_{i+1,j}\right\} \tag{A9-6}$$

elde edilir. Benzer şekilde:

$$\frac{\partial}{\partial y}\left(T_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) \cong \frac{1}{2\Delta y^2}\left\{\left[(T_y)_{i,j+1} + (T_y)_{i,j}\right]h^k_{i,j+1} - \left[(T_y)_{i,j+1} + 2(T_y)_{i,j} + (T_y)_{i,j-1}\right]h^k_{i,j} + \left[(T_y)_{i,j} + (T_y)_{i,j-1}\right]h^k_{i,j-1}\right\} \tag{A9-7}$$

Son olarak (A9-2) eşitliğinin sağ tarafını,

$$S\frac{\partial h}{\partial t} \cong S_{ij}\left(\frac{h^k_{i,j} - h^{k-1}_{i,j}}{\Delta t}\right) \tag{A9-8}$$

şeklinde yazmak mümkündür. (A9-6), (A9-7) ve (A9-8) eşitliklerini (A9-2) eşitliğindeki üç terimin yerine koyup terimleri de toplarsak, heterojen ve anizotrop akiferin bir iç düğümü için genel sonlu farklar denklemini elde ederiz:

$$Ah^k_{ij} = Bh^k_{i,j-1} + Ch^k_{i+1,j} + Dh^k_{i,j+1} + Eh^k_{i-1,j} + F \tag{A9-9}$$

Burada:

$$A = \frac{1}{2\Delta x^2}\left[(T_x)_{i+1,j} + 2(T_x)_{i,j} + (T_x)_{i-1,j}\right] + \frac{1}{2\Delta y^2}\left[(T_y)_{i,j+1} + 2(T_y)_{i,j} + (T_y)_{i,j-1}\right] + \frac{S_{i,j}}{\Delta t}$$

$$B = \frac{1}{2\Delta y^2}\left[(T_y)_{i,j} + (T_y)_{i,j-1}\right]$$

$$C = \frac{1}{2\Delta x^2}\left[(T_x)_{i+1,j} + (T_x)_{i,j}\right]$$

$$D = \frac{1}{2\Delta y^2}\left[(T_y)_{i,j+1} + (T_y)_{i,j}\right]$$

Akifer homojen ve izotrop ise, tüm (*i,j*)'ler için $T_x=T_y=T$ ve $S_{i,j}=S$'dir. Bu şartlar altında ve $\Delta_x=\Delta_y$ olan kare şekilli bir düğümler ağı için (A9-9) eşitliğinin katsayıları şu şekilde olur:

$$A = \frac{4T}{\Delta x^2} + \frac{S_{i,j}}{\Delta t}$$

$$B = C = D = E = \frac{T}{\Delta x^2}$$

$$F = \frac{S}{\Delta t} \cdot h_{i,j}^{k-1}$$

$T/\Delta x^2$ ile bölünmeleri halinde bu katsayılar, Altbölüm 8.8'de geliştirilen ve (8-57) eşitliği ile ilişkili olarak sunulan daha zayıf çözümdekilerle aynı olur.

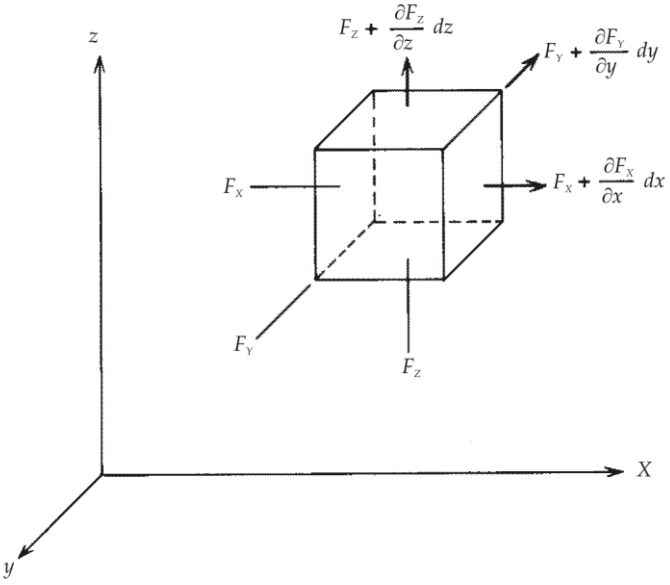
Trescott vd. (1976) (A9-5) eşitliğinde harmonik ortalama yerine aritmetik ortalama kullanmanın bazı avantajları olduğunu öne sürmüşlerdir. Bu yaklaşım sonlu farklar eşitliğindeki katsayıları değiştirmekte fakat formülün geliştirilmesindeki kavramları değiştirmemektedir.

(A9-9) eşitliği beş düğüm noktasında zaman basamağı *k*'de ve bir düğüm noktasında da *k*-1 zaman basamağındaki hidrolik yük cinsinden yazılır. Bu yöntem geriye doğru yaklaşım olarak bilinir. Remson vd. (1971) merkezî-fark yaklaşımının hesaplamada bazı avantajları olduğunu bildirmiştir. *Crank-Nicholson yaklaşımı* olarak da adlandırılan bu yöntemde beş düğüm noktasında zaman basamağı *k*'de ve beş düğüm noktasında da zaman basamağı *k*-1'de hidrolik yük değerleri kullanılmaktadır. Pinder ve Bredehoeft (1968)'in kullandığı değişen yön dolaylı prosedüründe (DYDP) biri *xt* düzleminde ve diğeri de *yt* düzleminde olmak üzere iki sonlu fark denklemi söz konusudur. Bunların her biri üç düğüm noktasında *k* zaman basamağında ve üç düğüm noktasında da *k*-1 zaman basamağındaki yük değerlerini kullanmaktadır.

Ek X Doygun Gözenekli Ortamda Çözünen Taşınması İçin Adveksiyon-Dispersiyon Denkleminin Türetilmesi

Burada türetilen denklem kütlenin korunması yasasının bir ifadesidir. Türetme işlemi Ogata (1970) ve Bear (1972)'a dayalı olarak yapılmıştır. Gözenekli ortamın homojen ve izotrop, ortamın doygun, akışın dengeli ve Darcy yasasının geçerli olduğu varsayılmıştır. Darcy varsayımında çözünmüş maddeyi adveksiyon ile taşıyan akış, ortalama doğrusal hız ile tanımlanmıştır. Taşınma mekanizmasında sadece bu yolun işlemesi halinde akışkan ile taşınan reaktif olmayan çözünenler bir tıpa gibi ilerler. Aslında, her gözenek kanalı içinde ve bir kanaldan diğer kanala mikroskopik hızların değişiminden ileri gelen ve hidrodinamik dispersiyon (Altbölüm 2.13) olarak adlandırılan ilave bir karışma süreci vardır. Taşınma sürecini, makroskopik parametreleri kullanarak makroskopik ölçekte tanımlamak ister ve mikroskopik karışmanın etkisini de şimdi dikkate alırsak, adveksiyona ek olarak hidrodinamik dispersiyonu hesaba katmak için ikinci bir taşınma mekanizmasının kullanılması gerekir.

Kütlenin korunmasına dair matematiksel ifadeyi oluşturmak için, gözenekli ortamdaki küçük birim hacmin içine doğru ve içinden dışarı doğru çözünen akışı göz önüne alınacaktır (Şekil A10.1). Kartezyen koordinat sisteminde özgül debi v'nin bileşenleri (v_x, v_y, v_z) ve ortalama doğrusal hız $\overline{v} = v/n$'nin bileşenleri de ($\overline{v}_x$, $\overline{v}_y$, $\overline{v}_z$)'dir. Advektif taşınma hızı $\overline{v}$'a eşittir. Taşınanın konsantrasyonu (C) çözeltinin birim hacmindeki çözünen kütlesi olarak tanımlanır. Bu nedenle, gözenekli ortamın birim



Şekil A10.1 Uzaydaki bir kübik elemanda kütle dengesi.

hacmi başına çözünen kütlesi nC'dir. Homojen bir ortam için gözeneklilik (n) sabit ve $\partial(nC)/\partial x = n\partial C/\partial x'$dir. Çözünen taşınmasının iki mekanizması yoluyla x yönünde taşınan çözünenin kütlesi aşağıdaki gibi temsil edilebilir:

$$\text{adveksiyon yoluyla taşınma} = \bar{v}_x\, nCdA \qquad \text{(A10-1)}$$

$$\text{dispersiyon yoluyla taşınma} = nD_x(\partial C/\partial x)dA \qquad \text{(A10-2)}$$

Burada, D_x: x yönündeki dispersiyon katsayısı ve dA: kübik elemanın birim kesit alanıdır. Dispersivite katsayısı (D_x) ile dispersivite (α) ve difüzyon katsayısı arasında şöyle bir ilişki vardır:

$$D_x = \alpha_x \bar{v}_x + D^* \qquad \text{(A10-3)}$$

Dispersif katsayının (A10-2) eşitliğindeki formu Fick'in birinci yasasıyla analogdur.

F_x birim zamanda x yönündeki birim kesit alanı başına taşınan toplam çözünen kütlesi olursa,

$$F_x = \bar{v}_x\, nC - nD_x(\partial C/\partial x) \qquad \text{(A10-4)}$$

olur. Dispersif terimin önündeki eksi işareti kirleticinin daha düşük konsantrasyon zonuna hareket ettiğini işaret eder. Benzer şekilde, diğer yönlerdeki eşitlikler aşağıdaki gibi yazılır:

$$F_y = \bar{v}_y\, nC - nD_y(\partial C/\partial y) \qquad \text{(A10-5)}$$

$$F_z = \bar{v}_z\, nC - nD_z(\partial C/\partial z) \qquad \text{(A10-6)}$$

Kübik elemana (Şekil A10.1) giren toplam çözünen miktarı,

$$F_x\, dz\, dy + F_y\, dz\, dx + F_z\, dx\, dy$$

dir. Kübik elemanı terk eden toplam miktar,

$$\left(F_x + \frac{\partial F_x}{\partial x}\,dx\right)dz\,dy + \left(F_y + \frac{\partial F_y}{\partial y}\,dy\right)dz\,dx + \left(F_z + \frac{\partial F_z}{\partial z}\,dz\right)dx\,dy$$

olur. Buradaki kısmî terimler çözünen kütlesinin belirli bir yöndeki uzaysal değişimini ifade eder. Elemana giren ve çıkan miktar arasındaki fark, böylece:

$$\left(\frac{\partial F_x}{\partial x}+\frac{\partial F_y}{\partial y}+\frac{\partial F_z}{\partial z}\right)dx\,dy\,dz$$

olur. Çözünen maddenin reaktif olmadığı kabul edildiği için, elemana giren ve elemandan çıkan akış arasındaki fark eleman içinde biriken çözünmüş madde miktarına eşittir. Elemandaki kütle değişim hızı,

$$-n\frac{\partial C}{\partial t}dx\,dy\,dz$$

Buradan, kütlenin korunması denkleminin tam şekli şöyle olur:

$$\frac{\partial F_x}{\partial x}+\frac{\partial F_y}{\partial y}+\frac{\partial F_z}{\partial z}=-n\frac{\partial C}{\partial t} \qquad \text{(A10-7)}$$

(A10-4), (A10-5) ve (A10-6) eşitliklerini (A10-7)'deki yerlerine koyup her iki taraftan da *n*'nin iptal edilmesiyle aşağıdaki form elde edilir:

$$\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(D_x\frac{\partial C}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(D_y\frac{\partial C}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(D_z\frac{\partial C}{\partial z}\right)\right] -\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\bar{v}_x C\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\bar{v}_y C\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\bar{v}_z C\right)\right]=\frac{\partial C}{\partial t} \qquad \text{(A10-8)}$$

$\bar{v}$ hızının dengeli ve üniform olduğu (yani zamana ve mekana göre değişmediği) homojen ortamda dispersiyon katsayıları D_x, D_y ve D_z değişmez ve (A10-8) eşitliği de şöyle olur:

$$\left[D_x\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}+D_y\frac{\partial^2 C}{\partial y^2}+D_z\frac{\partial^2 C}{\partial z^2}\right]-\left[\bar{v}_x\frac{\partial C}{\partial x}+\bar{v}_y\frac{\partial C}{\partial y}+\bar{v}_z\frac{\partial C}{\partial z}\right]=\frac{\partial C}{\partial t} \qquad \text{(A10-9)}$$

Bir boyutta:

$$D_x\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}-\bar{v}_x\frac{\partial C}{\partial x}=\frac{\partial C}{\partial t} \qquad \text{(A10-10)}$$

Bir boyutlu yön bazı uygulamalarda bir akış çizgisi boyunca akış yönünün eğrisel (curvilinear) koordinatı olarak alınır. Taşınma denklemi o zaman şu şekilde olur:

$$D_l\frac{\partial^2 C}{\partial l^2}-\bar{v}_l\frac{\partial C}{\partial l}=\frac{\partial C}{\partial t} \qquad \text{(A10-11)}$$

Burada, *l*: akış çizgisi boyunca koordinat yönü, D_l: dispersiyonun boyuna bileşeni ve $\bar{v}_l$: akış çizgisi boyunca ortalama doğrusal hızdır.

İki boyutlu bir problemde S_l ve S_t şeklinde iki eğrisel koordinat yönü tanımlamak mümkündür. S_l'nin yönü akış çizgisi boyunca; S_t'nin ki de ona dik yöndedir. Bu durumda taşınma denklemi aşağıdaki gibi olur:

$$D_l \frac{\partial^2 C}{\partial S_l^2} + D_t \frac{\partial^2 C}{\partial S_t^2} - \bar{v}_l \frac{\partial C}{\partial S_l} = \frac{\partial C}{\partial t} \qquad \text{(A10-12)}$$

Burada, D_l ve D_t sırasıyla boyuna ve enine yönlerdeki dispersiyon katsayılarıdır.

$\bar{v}_l$'nin akış çizgisi boyunca ve D_l ile D_t'nin de uzayda değişmesi durumunda (A10-13) eşitliği aşağıdaki gibi olur:

$$\frac{\partial}{\partial S_l}\left(D_l \frac{\partial C}{\partial S_l}\right) + \frac{\partial}{\partial S_t}\left(D_t \frac{\partial C}{\partial S_t}\right) - \frac{\partial}{\partial S_l}\left(\bar{v}_l C\right) = \frac{\partial C}{\partial t} \qquad \text{(A10-13)}$$

(A10-8)'den (A10-13)'e kadar olan denklemler doygun gözenekli ortamdaki adveksiyon-dispersiyon denkleminin altı formunu temsil eder. (A10-11) eşitliği Altbölüm 9.2'deki (9-3) eşitliği ile özdeştir. Bu eşitliklerden herhangi birinin çözülmesiyle zamanın ve mekanın fonksiyonu olarak çözünen konsantrasyonu bulunmuş olacaktır. (A10-8) ile (A10-9) eşitlikleri için $C(x, y, z, t)$; (A10-11) eşitliği için $C(l, t)$ ve (A10-12) ile (A10-13) eşitlikleri için de $C(S_l, S_t, t)$ şeklini alacaktır. Taşınma denkleminin daha basit formları için iyi bilinen çok sayıda analitik çözüm yolu vardır. Altbölüm 9.2'deki (9-5) eşitliği (A10-11) eşitliğinin; (9-6) eşitliği de (A10-9) eşitliğinin analitik çözümüdür. Çoğu arazi durumları için iki veya üç boyutlu analizler gereklidir. Ayrıca, hızlar çok ender durumlarda üniformdur ve dispersivite katsayıları da genellikle uzaysal olarak değişkendir. Böyle şartlarda çözüm için bilgisayarların da yardımıyla sayısal yöntemler kullanılmalıdır.

Üç boyutlu, homojen, izotrop gözenekli ortamda (A10-12) denklemi şeklinde ifade edilen dispersiyon katsayısı, dokuz bileşeni olan ikinci derece bir simetrik tansördür. D_l ve D_t iki boyutlu formun diagonal terimleridir. Dispersiyon katsayısının yönsel özellikleri boyuna ve enine yönlerdeki dispersif sürecin karakterinin bir sonucudur. Ortamın kendisi anizotrop ise, dispersif sürecin matematiksel tanımı çok daha karmaşık bir hal alır. Anizotrop sistemler için geliştirilmiş analitik veya sayısal bir çözüm bulunmamaktadır. Dispersiyon katsayısı sadece izotrop ortamda deneysel yöntemlerle başarılı bir şekilde temsil edilebilmiştir.

Taşınma denklemini adsorpsiyon ile taşınan çözünenin gecikmesi, kimyasal reaksiyon, biyolojik dönüşümler veya radyoaktif çürümeyi de içine alacak şekilde genişletmek mümkündür. Bu durumda, birim hacimde gerçekleşen kütle dengesi bir kaynak azalımı terimini içermelidir. Adsorpsiyonun neden olduğu gecikme durumu için, homojen ortamda bir boyutlu sistemde akış yönü boyunca taşınma denklemi aşağıdaki gibi olur:

$$D_l \frac{\partial^2 C}{\partial l^2} - \bar{v}_l \frac{\partial C}{\partial l} + \frac{\rho_b}{n} \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial C}{\partial t} \qquad \text{(A10-14)}$$

Burada, ρ: gözenekli ortamın yığınsal kütle yoğunluğu, n: gözeneklilik ve S: gözenekli ortamın katı kısmının birim kütlesince adsorplanan kimyasal bileşenin kütlesidir. (A10-14) eşitliğindeki birinci terim dispersiyon terimi; ikinci terim adveksiyon terimi ve üçüncüsü de reaksiyon terimidir. Reaksiyon teriminin bu şekli Altbölüm 9.2'de (9-9)'dan (9-13)'e kadar olan eşitliklerle ilişkili olarak göz önüne alınmıştır. (A10-14) eşitliğinin analitik çözümleri Codell ve Schreiber (baskıda) tarafından sağlanmıştır. Şekil 9.12'de Pickens ve Lennox (1976)'ın sayısal yöntemleri kullanarak gerçekleştirdiği bazı örnek çözümler görülmektedir.

Kaynaklar

ADAMS, R. S., JR. 1973. Factors influencing soil adsorption and bioactivity *of* pesticides. *J. Residue Rev.,* 47, pp. 1-54.

ALBERTSON, M. L., and D. B. SIMONS. 1964. Fluid mechanics. *Handbook of Applied Hydrology,* ed. V. T. Chow. McGraw-Hill, New York, pp. 7.1-7.49.

ALLEN, J. R. C. 1970. *Physical Processes of Sedimentation.* George Allen & Unwin, London, 248 pp. AMERICAN PETROLEUM INSTITUTE. 1972. The migration *of* petroleum products in soil and ground water. *Amer. Petrol. Inst. Publ. 4149,* Washington, D.C.

AMERICAN SOCIETY OF TESTING MATERIALS. 1967. *Permeability and Capillarity of Soils.* ASTM, Philadelphia, 210 pp.

AMYX, J. W., D. M. BASS, JR., and R. L. WHITING. 1960. *Petroleum Reservoir Engineering Physical Properties.* McGraw-Hill, New York.

ANDERSON, D. M., and N. R. MORGENSTERN. 1973. Physics, chemistry and mechanics of frozen ground. *Permafrost,* 2nd Intern. Conf. U.S. Nat. Acad. Sci.-U.S. Nat. Res. Council, Washington, D.C., pp. 257-288.

APGAR, M. *A.,* and W. B. SATHERTHWAITE, JR. 1975. Ground water contamination associated with the Llangollen landfill, New Castle County. Delaware. *Proc. Res. Symp., Gas and Leachate from Landfills,* New *Brunswick. N.J.* U.S. Environmental Protection Agency, National Environmental Research Center, Cincinnati, Ohio.

ARGERSINGER, W. J., A. W. DAVIDSON, and O. D. BONNER. 1950. Thermodynamics of ion exchange phenomena. *Kansas Acad. Sci. Trans.,* 53, pp. 404-410.

ARIS. R. 1962. *Vectors, Tensors and the Basic Equations of Fluid Mechanics.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.

ATLANTIC-RICHFIELD HANFORD COMPANY. 1976. *Preliminary Feasibility Study of Storage of Radioactive Wastes in Columbia River Basalts.* Rept. ARH-ST-137, Vol. 1, 168 pp.

ATWATER, G. I. 1966. The effect of decrease in porosity with depth on oil and gas reserves in sandstone reservoirs. Unpublished paper presented to School of Earth Sciences, Stanford University, Stanford, Calif., Jan. 10.

AYERS, R. S., and R. C. BRASSON, eds. 1973. Nitrates in the upper Santa Anna River Basin in relation to ground water pollution. *Calif. Agr. Exp. Sta. Bull. 861,* p. 60.

BABCOCK, K. L. 1963. Theory of the chemical properties of soil colloidal systems at equilibrium. *Hilgardia,* 34, pp. 417-542.

BABCOCK, K. L., and R. K. SCHULZ. 1963. Effect of anions on the sodium-calcium exchange in soils. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.,* 27, pp. 630-631.

BACK, W. 1961. Techniques for mapping of hydrochemical facies. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 424-D,* pp. 380-382.

BACK, W. 1966. Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 498-A,* 42 pp.

BACK, W., and I. BARNES. 1969. Relation of electrochemical potentials and iron content to groundwater flow patterns. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 498-C, 16 pp.

BACK, W., and J. A. CHERRY. 1976. Chemical aspects of present and future hydrogeologic problems. *Proc. Symp. Adv. Groundwater Hydrol. Amer. Water Resources Assoc.*

BACK, W., and B. B. HANSHAW. 1965. Chemical geohydrology. *Adv. Hydrosci.,* 2, pp. 49-109.

BACK, W., and B. B. HANSHAW. 1970. Comparison of chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatan. *J. Hydrol.,* 10, pp. 330-368.

BAETSLÉ, L. H. 1967. Computational methods for the prediction of underground movement of radionuclides. *J. Nuclear Safety,* 8. no. 6, pp. 576-588.

BAETSLÉ, L. H. 1969. Migration of radionuclides in porous media. *Progress in Nuclear Energy. Series XII, Health Physics,* ed. A. M. F. Duhamel. Pergamon Press. Elmsford, N.Y., pp. 707-730.

BANIN, A., and D. M. ANDERSON. 1974. Effects of salt concentration changes during freezing on the unfrozen water content of porous materials. *Water Resources Res.,* 10, pp. 124-128.

BARNES, I., and J. D. HEM. 1973. Chemistry of subsurface waters. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.,* 1, pp.157-301.

BAUER, W. J. 1974. Land treatment designs, present and future. *Proc. Intern. Conf. Land for Waste Management,* ed. J. Thomlinson. National Research Council, Ottawa, Canada, pp. 343-346.

BAVER, L. D., W. H. GARDNER, and W. R. GARDNER. 1972. *Soil Physics,* 4th ed. John Wiley & Sons, New York.

BEAR, J. 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media.* American Elsevier, New York.

BEAR, J., and G. DAGAN. 1965. The relationship between solutions of flow problems in isotropic and anisotropic soils. *J. Hydrol.,* 3, pp. 88-96.

BEAR, J., and O. LEVIN. 1967. The optimal yield of an aquifer. *Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* Proc. Haifa Symp. Publ. 72, pp. 401-412.

BEAR, J., D. ZASLAVSKY, and S. IRMAY. 1968. *Physical Principles of Water Percolation and Seepage.* UNESCO, Paris, 465 pp.

BEEK, J., and F. A. M. DE HAAN. 1974. Phosphate removal by soil in relation to waste disposal. *Proc. Intern. Conf. Land for Waste Management,* ed. J. Thomlinson. National Research Council, Ottawa, Canada. pp. 77-86.

BENNION, D. W., and J. C. GRIFFITHS. 1966. A stochastic model for predicting variations in reservoir rock properties. *Trans. Amer. Inst. Mining Met. Engrs.,* 237, no. 2, pp. 9-16.

BERNER, R. A. 1971. *Principles of Chemical Sedimentology.* McGraw-Hill, New York, 240 pp.

BERRY, F. A. F. 1959. *Hydrodynamics and Geochemistry of the Jurassic and Cretaceous Systems in the San Juan Basin, Northwestern New Mexico and Southwestern Colorado.* Unpublished Ph.D. thesis, Stanford University.

BERRY, F. A. F. 1969. Relative factors influencing membrane filtration effects in geologic environments. *Chem. Geol.,* 4, pp. 295-301.

BETSON, R. P. 1964. What is watershed runoff? *J. Geophys. Res.,* 69, pp. 1541-1551.

BIANCHI, W. C., and E. E. HASKELL, JR. 1966. Air in the vadose zone as it affects water movements beneath a recharge basin. *Water Resources Res.,* 2, pp. 315-322.

BIANCHI, W. C., and E. E. HASKELL. JR. 1968. Field observations compared with Dupuit-Forchheimer theory for mound heights under a recharge basin. *Water Resources Res.,* 4, pp. 1049-1057.

BILLINGS, G. K., B. HITCHON, and D. R. SHAW. 1969. Geochemistry and origin of formation waters in western Canada sedimentary basin. *Chem. Geol.,* 4, pp. 211-223.

BlOT, M. A. 1941. General theory of three-dimensional consolidation. *J. Appl. Phys.,* 12, pp. 155-164.

BlOT, M. A. 1955. Theory of elasticity and consolidation for a porous anisotropic solid. *J. Appl. Phys.,*26, pp. 182-185.

BISHOP, A. W. 1955. The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. *Geotechnique,* 5, pp. 7-17.

BISHOP, A. W., and G. E. BLIGHT. 1963. Some aspects of effective stress in saturated and partly saturated soils. *Geotechnique,* 13, pp. 177-197.

BISHOP, A. W., and N. R. MORGENSTERN. 1960. Stability coefficients for earth slopes. *Geotechnique,* 10, pp. 29-150.

BISWAS, A. 1970. *History of Hydrology.* North-Holland, Amsterdam, 336 pp.

BJERRUM, L., and F. JORSTAD. 1964. *Rockfalls in Norway.* Norwegian Geotechnical Institute, Oslo.

BLACK, C. A., ed. 1965. *Methods in Soil Analysis, Part I.* American Society of Agronomy, Madison, Wis., 770 pp.

BLANEY, H. F., and W. D. CRIDDLE. 1950. Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. *U.S. Dept. Agr. Soil Conserv. Serv., Rept. T.P. 96.*

BLATT, H., G. MIDDLETON, AND R. MURRAY. 1972. *Origin of Sedimentary Rocks.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 634 pp.

BLOMEKE, J. 0., J. P. NICHOLS, and W. C. MCCLAIN. 1973. Managing radioactive wastes. *Phys. Today,* 26, pp. 36-42.

BODMAN, G. B., and E. A. COLMAN. 1943. Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 8, pp. 116-122.

BOERSMA, L. 1965. Field measurement of hydraulic conductivity below a water table. *Methods of Soil Analysis, Part I,* ed. C. A. Black. American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 222-233.

BOLT, G. H., and P. H. GROENEVELT. 1969. Coupling phenomena as a possible cause for non-Darcian behaviour of water in soil. *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* 14, no. 2, pp. 17-26.

BOSTOCK, C. A. 1971. Estimating truncation error in image well theory. *Water Resources Res.,* 7, pp. 1658-1660.

BOTTOMLEY, D. 1974. *Inffuence of Hydrology and Weathering on the Water Chemistry of a Small Precambrian Shield Watershed.* Unpublished M.Sc. thesis, University of Waterloo.

BOULTON, G. S. 1974. Processes and patterns of glacial erosion. *Glacial Geomorphology,* ed. D. R. Coates. State University of New York, Binghamton, N.Y., pp. 41-87.

BOULTON, G. S. 1975. Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach. *Ice Ages: Ancient and Modern,* ed. A. E. Wright and F. Moseley. Geol. J. Spec. Issue No.6, pp. 7-42.

BOULTON, N. S. 1954. The drawdown of the water table under non-steady conditions near a pumped well in an unconfined formation. *Proc. Inst. Civil Engrs.,* 3, pp. 564-579.

BOULTON, N. S. 1955. Unsteady radial flow to a pumped well allowing for delayed yield from storage. *Proc. Gen. Assembly Rome, Intern. Ass. Sci. Hydrol. Publ.* 37, pp. 472-477.

BOULTON, N. S. 1963. Analysis of data from nonequilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. *Proc. Inst. Civil Engrs.,* 26, pp. 469-482.

BOUSSINESQ, J. 1904. Recherches theoretiques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans Ie sol et sur le débit des sources. *J. Math. Pure Appl.,* 10, pp. 5-78.

BOUWER, H. 1962. Analyzing ground-water mounds by resistance network. *J. Irrig. Drain. Div., Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs.,* 88 (IR3), pp. 15-36.

BOUWER, H. 1965. Theoretical aspects of seepage from open channels. *J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 91 (HY3), pp. 37-59.

BOUWER, H., and R. D. JACKSON. 1974. Determining soil properties. *Drainage for Agriculture.* ed. J. van Schilfgaarde. American Society of Agronomy. Madison, Wis., pp. 611-671.

BOUWER, H., and W. C. LITTLE. 1959. A unifying numerical solution for two-dimensional steady flow problems in porous media with an electrical resistance network *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 23, pp. 91-96.

BRADSHAW, P. M. D., ed.1975. Conceptual models in exploration geochemistry: the Canadian Cordillera and Canadian Shield. *J. Geochem. Exploration, 4,* pp. 1-231.

BRADSHAW, R. L., and W. C. MCCLAIN. 1971. Project salt vault: a demonstration of the disposal of high-activity solidified wastes in underground salt mines. *Rept. ORNL-4555, Oak Ridge Nat. Lab.,* Oak Ridge. Tenn.

BREDEHOEFT, J. D., and B. B. HANSHAW. 1968. On the maintenance of anomalous fluid pressures: I. Thick sedimentary sequences. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 79, pp. 1097-1106.

BREDEHOEFT, J. D., and I. S. PAPADOPOULOS. 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. *Water Resources Res.,* I, pp. 325-328.

BREDEHOEFT, J. D., and G. F. PINDER. 1970. Digital analysis of areal flow in multiaquifer groundwater systems: a quasi three-dimensional model. *Water Resources Res.,* 6, pp. 883-888.

BREDEHOEFT, J. D., and G. F. PINDER. 1973. Mass transport in flowing groundwater. *Water Resources Res.,* 9. pp. 194-209.

BREDEHOEFT, J. D., and R. A. YOUNG. 1970. The temporal allocation of groundwater: a simulation approach. *Water Resources Res.,* 6, pp. 3-21.

BREDEHOEFT, J. D., C. R. BLYTH. W. A. WHITE, and G. B. MAXEY. 1963. Possible mechanism for concentration or brines in subsurface formations. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.,* 47, pp. 257-269.

BRICKER, O. P. 1967. Cations and silica in natural waters: control by silicate minerals. *Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.* 78. pp. 110-119.

BRICKER, O. P., A. E. GODFREY, and E. T. CLEAVES. 1968. Mineral-water interaction during the chemical weathering of silicates. *Advances in Chemistry Series No.* 73. American Chemical Society, Washington. D.C.

BRIGGS, G. F., and A. G. FIEDLER, eds. 1966. *Ground Water and Wells.* Edward E. Johnson, Inc., St. Paul. Minn.

BROADBENT, F. E. 1971. Nitrogen in soil and water. *Symp. Nitrogen Soil Water. University of Guelph, Guelph. Ontario.* p. 56.

BROCK, T. D. 1966. *Principles of Microbial Ecology.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 306 pp.

BROWN, I. C., ed. 1967. Groundwater in Canada. *Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rept. No.* 24.

BROWN, R. H., A. A. KONOPLYANTSEV, J. INESON, and U. S. KOVALEVSKY. eds. 1972. *Ground Water Studies: An International Guide for Research and Practice, Studies and Reports in Hydrology,* UNESCO, 7. no. 10, pp. 1-18.

BRUTSAERT, W. F., E. A. BREITENBACH, and D. K. SUNADA. 1971. Computer analysis of free-surface well flow. *J. Irrig. Drain. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 97, pp. 405-420.

BURAS, N. 1966. Dynamic programming in water resource development. *Adv. Hydrosci.,* 3. pp. 367-412.

BURKHOLDER, H. C. 1976. Methods and data for predicting nuclide migration in geologic media. *Intern. Symp. Management of Wastes from the LWR Fuel Cycle, Denver, Colo.*

BURNS, E. A., and D, A. McLAREN. 1975. Factors affecting pesticide loss from soil. *Soil Biochemistry,* Vol. 4. Marcel Dekker, New York.

BURT, O. 1967. Temporal allocation of groundwater. *Water Resources Res.,* 3, pp.45-56.

BURT, T. P., and P. J. WILLIAMS. 1976. Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surface Processes,* I, pp. 249-360.

CALIF. BUREAU OF SANITARY ENGINEERING. 1963. Occurrence of nitrate in ground water supplies in southern California. Bureau of Sanitary Engineering, State Department of Public Health.

CAMP, T. R. 1963. *Water and Its Impurities.* Reinhold. New York, 355 pp.

CAMPBELL, M. D., and J. H. LEHR. 1973. *Water Well Technology.* McGraw-Hill, New York.

CARBOGNIN, L., P. GATTO, G. MOZZI, G. GAMBOLATI. and G. RICCERI. 1976. New trend in the subsidence of Venice. *2nd Intern. Symp. Land Subsidence,* Anaheim, Calif.

CARDER, D. S. 1970. Reservoir loading and local earthquakes. *Geol. Soc., Amer. Eng. Geol. Case Histories,* 8, pp. 51-61.

CARRQLL, D. 1962. Rainwater as a chemical of geologic processes-a review. U.S. *Geol. Surv. Water Supply Paper 1535-G.*

CARSLAW, H. S., and J. C. JAEGER. 1959. *Conduction of Heat in Solids.* Oxford University Press, London.

CARSON, M. A., and M. J. KIRKBY. 1972. *Hillslope Form and Process.* Cambridge University Press, Cambridge, England, 475 pp.

CARTWRIGHT, K. 1968. Thermal prospecting for groundwater. *Water Resources Res.,* 4, pp. 395-401.

CARTWRIGHT, K. 1974. Tracing shallow groundwater systems by soil temperatures. *Water Resources Res.,* 10, pp. 847-855.

CASAGRANDE, A. 1961. Control of seepage through foundations and abutments of dams. *Geotechnique.* 11, pp. 161-181.

CASAGRANDE, L. 1952. Electro-osmotic stabilization of soils, Boston Society of Civil Engineers. *Contrib. Soil Mech., 1941-1953,* 285 pp.

CASTILLO, E. R., J. KRIZEK, and G. M. KARADI. 1972. Comparison of dispersion characteristics in fissured rock. *Proc.* 2nd *Intern. Symp. Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media, Guelph, Ontario.* 2, pp. 778-797,

CEDERGREN, H. R. 1967. *Seepage, Drainage, and Flow Nets.* John Wiley & Sons, New York.

CEDERGREN, H. R. 1975. Drainage and dewatering. *Foundation Engineering Handbook,* ed. H. F. Winterkorn and H. Y. Fang. Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 221-243.

CHAMBERLAIN, T. C. 1885. The requisite and qualifying conditions of artesian wells. U.S. *Geol. Surv. Ann. Rept.,* pp. 125-173.

CHEBOTAREV, I. I. 1955. Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 8, pp. 22-48, 137-170, 198-212.

CHERRY, J. A. 1972. Geochemical processes in shallow groundwater flow systems in five areas in southern Manitoba, Canada. *Proc. 24th Intern. Geol. Congr., Montreal,* Sec. 11, pp. 208-221.

CHERRY, J. A., G. E. GRISAK, and W. E. CLISTER. 1973. Hydrogeologic studies at a subsurface radioactive waste management site in west-central Canada. *Intern. Symp. Underground Waste Management Artificial Recharge, AAPG-USGS, New Orleans,* ed. J. Braunstein, pp. 436-467.

CHERRY, J. A., G. E. GRISAK. and R. E. JACKSON. 1974. Hydrogeological factors in shallow subsurface radioactive waste management in Canada. *Proc. Intern. Conf. Land for Waste Management.* ed. J. Thomlinson. National Research Council, Ottawa, Canada. pp. 131-146.

CHERRY, J. A., R. W. GILLHAM. and J. F. PICKENS. 1975. Contaminant hydrogeology: Part 1: physical processes. *J. Geosci. Can.,* 2. pp. 76-84.

CHERRY, J. A., R. W. GILLHAM, G. E. GRISAK, and D. L. LUSH. In press. Hydrogeological factors in shallow subsurface radioactive waste management. *Proc. Symp. Management Low-Level Radioactive Waste.* ed. Melvin Carter. U.S. Environmental Protection Agency.

CHILDS, E. C. 1943. The water table, equipotentials, and streamlines in drained land. *Soil Sci.,* 56, pp.317-330.

CHILDS, E. C. 1969. *The Physical Basis of Soil Water Phenomena.* Wiley-Interscience, New York.

CHILDS, K. E., S. B. UPCHURCH, and B. ELLIS. 1974. Sampling of variable waste migration patterns in groundwater. *Groundwater,* 12, pp, 369-376.

CHILINGAR, G. V. 1963. Relationship between porosity, permeability, and grain-size distribution of sands and sandstones. *Proc. Intern. Sedimentol. Congr., Amsterdam, Antwerp.*

CHOPPIN, G. 1965. *Chemistry,* 38, p. 11.

CHOW, V. T., ed.1964a. *Handbook of Applied Hydrology.* McGraw-Hill, New York.

CHOW, V. T., ed. 1964b. Hydrology and its development. *Handbook of Applied Hydrology,* McGraw-Hill, New York, pp. 1.1-1.22.

CHRISTIANSEN, E. A., and S. H. WHITAKER. 1976. Glacial thrusting of drift and bedrock. *Glacial Till: An Interdisciplinary Study,* ed. R. F. Leggett. Roy. Soc. Can. Spec. Publ. 12, pp. 121-130.

CHRISTIANSEN, E. A., S. H. WHITAKER, and W. A. MENELEY. ca. 1971. Groundwater Program. *Saskatchewan Research Council.*

CLARKE, W. B., and G. KUGLER. 1973. Dissolved helium in groundwater: a possible method for uranium and thorium prospecting. *Econ. Geol.,* 68, pp. 243-251.

CLAYTON, L., and S. R. MORAN. 1974. A glacial process-form model. *Glacial Geomorphology.* ed. D.R. Coates. State University of New York, Binghamton. N.Y., pp. 89-119.

CLAYTON. R. N., I. FRIEDMAN. D. L. GRAF, T. K. MAYEDA, W. F. MEENTS, and N. F. SHIMP. 1966. The origin of saline formation waters. *J. Geophys. Res.,* 71, pp. 3869-3882.

CLEAVES, E. T., A. E. GODFREY, and O. P. BRICKER. 1970. Geochemical balance of a small watershed and its geomorphic implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 81. pp. 3015-3032.

CLEAVES, E. T., D. W. FISHER, and O. P. BRICKER. 1974. Chemical weathering of serpentinite in the eastern Piedmont of Maryland. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 85.

CLOKE, P. L. 1966. The geochemical application of *Eh-pH* diagrams. *J. Geol. Educ.,* 4, pp. 140-148.

COATES, D. R., ed. 1977. Landslides. *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.,* 3.

CODELL, R. B., and D. L. SCHREIBER. In press. NRC models for evaluating the transport of radionuclides in groundwater. *Proc. Symp. Low-level Radioactive Waste Management.* U.S. Geological Survey and National Regulatory Commission, Atlanta, Ga.

COHEN, B. L. June 1977. The disposal of radioactive wastes from fission reactors. *Sci. Amer.,* 236, no. 6.

COLLINS, R. E. 1961. *Flow of Fluids Through Porous Materials.* Reinhold, New York.

COOLEY, R. L. 1971. A finite-difference method for unsteady flow in variably saturated porous media: application to a single pumping well. *Water Resources Res.,* 7, pp. 1607-1625.

COOPER, H. H. 1966. The equation of groundwater flow in fixed and deforming coordinates. *J. Geophys. Res.,* 71. pp. 4785-4790.

COOPER, H. H., Jr., and C. E. JACOB. 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Trans. Amer. Geophys. Union,* 27, pp. 526-534.

COOPER, H. H., Jr., and M. I. RORABAUGH. 1963. Groundwater movements and bank storage due to flood stages in surface streams. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1536-J.*

COOPER, H. H., Jr., F. A. KOHOUT, H. R. HENRY, and R. E. GLOVER. 1964. Sea water in coastal aquifers. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1613-C,* 84 pp.

COOPER, H. H., Jr., J. D. BREDEHOEFT, and I. S. PAPADOPOULOS. 1967. Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Res.,* 3, pp. 263-269.

COPLEN, T. B. 1970. Isotopic fractionation of water by ultra-filtration. Unpublished Ph.D. thesis. University of Chicago.

CRANE, F. E., and G. H. F. GARDNER. 1961. Measurements of transverse dispersion in granular media. *Chem. Eng. Data,* 6, pp. 283-287.

CRANK, J. 1956. *The Mathematics of Diffusion.* Oxford University Press. Oxford. 347 pp.

CROLL, B. T. 1972. The impact of organic pesticides and herbicides upon groundwater pollution. *Ground Water Pollution in Europe.* ed. John A. Cole. Water Information Center, Inc., Port Washington, N.Y., pp. 350-364.

CUSTER, G. S. 1976. Shallow ground-water salinization in dryland farm areas of Montana. *Montana Universities Joint Water Resources Res. Center Rept. No.* 79, Bozeman, Mont.

CUSTODIO, E., and M. R. LAMAS. 1974. *Hidrologia Subterranea.* Ediciones Omega, Barcelona, Spain, 2 vols.

DAGAN, G. 1967. A method of determining the permeability and effective porosity of unconfined anisotropic aquifers. *Water Resources Res.,* 3, pp. 1059-1071.

DAMSGAARD, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus,* 16, pp. 436-468.

DARCY, H. 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon.* Victor Dalmont, Paris.

DAVIDSON, J. M., LI-TSE Ou, and P. S. C. RAO. 1976. Behavior of high pesticide concentrations in soil water systems. *Proc. Res. Symp. Residual Management by Land Disposal,* ed. W. H. Fuller, University of Arizona, Tucson, Ariz.

DAVIS, S. N. 1964. Silica in streams and ground water. *Amer. J. Sci.,* 262, pp. 870-891.

DAVIS, S. N. 1969. Porosity and permeability of natural materials. *Flow Through Porous Media,* ed. R. J. M. De Wiest. Academic Press, New York, pp. 54-89.

DAVIS, S. N., and R. J. M. DE WIEST. 1966. *Hydrogeology.* John Wiley & Sons, New York, 463 pp.

DAVISON, C. A. 1976. A hydrogeochemical investigation of a brine disposal lagoon-aquifer system, Esterhazy, Saskatchewan. Unpublished Master's thesis, University of Waterloo.

DEERE, D. U., and F. D. PATTON. 1967. Effect of pore pressure on the stability of slopes. *Geol. Soc. Amer.-Soc. Civil Engrs. Symp. New Orleans, La.*

DE GEOFFROY, J., S. M. WU, and R. W. HEINS. 1967. Geochemical coverage by spring sampling method in the Southwest Wisconsin zinc area. *Econ. Geol.,* 62, 679-697.

DEJU, R. A. 1971. A model of chemical weathering of silicate minerals. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 82.

DELWICHE, C. C. 1967. Energy relationships in soil biochemistry. *Soil Biochemistry,* ed. A. D. McLaren and G. H. Peterson. Marcel Dekker, New York, pp. 173-193.

DENBIGH, K. B. 1966. *The Principles of Chemical Equilibrum: With Applications in Chemistry and Chemical Engineering,* 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, England.

DESAI, C. S., and J. F. ABEL. 1972. *Introduction to the Finite Element Method.* Van Nostrand Reinhold, New York.

DE WIEST, R. J. M. 1962. Free-surface flow in homogeneous porous mediums. *Trans. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 127, pp. 1045-1084.

DE WIEST, R. J. M. 1966. On the storage coefficient and the equations of groundwater flow. *J. Geophys. Res.,* 71, pp. 1117-1122.

DEWSNUT, R. L., D. W. JENSEN, and R. W. SWENSON. 1973. *A Summary Digest of State Water Laws.* National Water Commission.

DICKER, D. 1969. Transient free-surface flow in porous media. *Flow Through Porous Media,* ed. R. J. M. De Wiest. Academic Press, New York, pp. 293-330.

DIETZ, D. N. 1971. Pollution of permeable strata by oil components. *Water Pollution by Oil,* ed. Peter Hepple. Elsevier, Amsterdam, pp. 128-142.

DOBRIN, M. B. 1960. *Introduction to Geophysical Prospecting.* McGraw-Hill, New York, 446 pp.

DOMENICO, P. A. 1972. *Concepts and Models in Groundwater Hydrology.* McGraw-Hill, New York.

DOMENICO, P. A. 1977. Transport phenomena in chemical rate processes in sediments. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.,* 5, pp. 187-317.

DOMENICO, P. A., and M. D. MIFFLIN. 1965. Water from low-permeability sediments and land subsidence. *Water Resources Res.,* 1, pp. 563-576.

DOMENICO, P. A., and V. V. PALCIAUSKAS. 1973. Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 84, pp. 3803-3814.

DOMENICO, P. A., D. ANDERSON, and C. CASE. 1968. Optimal groundwater mining. *Water Resources Res.,* 4, pp. 247-255.

DONALDSON, I. G. 1962. Temperature gradients in the upper layers of the earth's crust due to convective water flows. *J. Geophys. Res.,* 67, pp. 3449-3459.

DONALDSON, I. G. 1970. The simulation of geothermal systems with a simple convective model. *Geothermics,* Spec. Issue 2, Vol. 2, pt. 1, pp. 649-654.

DONER, H. E., and A. D. McLAREN. 1976. *Soil Nitrogen Transformations: A Modeling Study, Vol 1: Environmental Biogeochemistry,* ed. J. O. Nriagu. Ann Arbor Science Publishers, Ann Arbor, Mich.

DORSEY, N. E. 1940. Properties of ordinary water-substance in all its phases; water-vapor, water and all the ices. *Amer. Chem. Soc. Monogr. No. 81,* Reinhold, New York.

DREWRY, W. A., and R. E. ELIASSEN. 1968. Virus movement in groundwater. *J. Water Pollution Control Fed.,* 40, pp. 257-271.

DROST, W., D. KLOTZ, A. KOCH, H. MOSER, F. NEUMAIEAR, and W. RAUERT. 1968. Point dilution methods of investigating groundwater flow by means of radioisotopes. *Water Resources Res.,* 4, pp. 125-146.

DUDLEY, J. G., and D. A. STEPHENSON. 1973. Nutrient enrichment of ground water from septic tank disposal systems. Upper Great Lakes Regional Commission.

DUNNE, T. 1978. Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope Hydrology,* ed. M. J. Kirkby. Wiley-Interscience, New York, pp. 227-293.

DUNNE, T., and R. D. BLACK. 1970a. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Res.,* 6, pp. 478-490.

DUNNE, T., and R. D. BLACK. 1970b. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Res.,* 6, pp. 1296-1311.

DUPUIT, J. 1863. *Études théoriques et pratiques sur Ie mouvement des eaux dans les canaux découverts et á travers les terrains perméables.* Dunod, Paris.

DYCK, J. H., W. S. KEYS, and W. A. MENELEY. 1972. Application of geophysical logging to ground-water studies in southern Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.,* 9, pp. 78-94.

EAGLESON, P. S. 1970. *Dynamic Hydrology.* McGraw-Hill, New York, 462 pp.

EBACK, E. A., and R. R. WHITE. 1958. Mixing of fluids flowing through beds of packed solids. *Amer. Inst. Chem. Eng. J.,* 4, no. 2.

ECKEL, E. B., ed. 1958. *Landslides and Engineering Practice.* Highway Res. Board, Spec. Rept. No. 29.

EDMUNDS, W. M. 1973. Trace element variations across an oxidation-reduction barrier in a limestone aquifer. *Proc. Symp. Hydrogeochem. Biochem.,* Tokyo 1970, The Clarke Company, Washington, D.C., pp. 500-526.

ELDER, J. W. 1965. Physical processes in geothermal areas. *Terrestrial Heat Flow,* ed. W. H. K. Lee, *Amer. Geophys. Union Monogr.* 8, pp. 211-239.

ELLIS, R. R., L. DEVI, and W. A. WEIBENGA. 1968. The investigation of water flow through porous mediums by means of radiotracers, *Water Resources Res.,* 4, pp.413-416.

EL-PRINCE, A. M., and K. L. BABCOCK. 1975. Prediction of ion exchange equilibria in aqueous systems with more than two counter ions. *Soil Sci.,* 120, pp. 332-338.

EMSELLEM, Y., and G. de MARSILY. 1971. An automatic solution for the inverse problem. *Water Resources Res.,* 7, pp. 1264-1283.

EVANS, D. M. 1966. The Denver area earthquakes and the Rocky Mountain Arsenal disposal well. *Mountain Geol.,* 3, pp. 23-26.

FARQUAR, G. F., and F. A. ROVERS. 1973. Gas production during refuse decomposition. *Water, Air Soil Poilution,* 2.

FARVOLDEN, R. N. 1963. Geologic controls on groundwater storage and base flow. *J. Hydrol.,* 1, pp. 219-249.

FARVOLDEN, R. N., and G. M. HUGHES. 1976. Hydrogeological implications in solid waste disposal. *Bull Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* pp. 146-158.

FARVOLDEN, R. N., and J. P. NUNAN. 1970. Hydrogeologic aspects of dewatering at Welland. *Can. Geotech. J.,* 7, pp. 194-204.

FAYERS, F. J., and J. W. SHELDON. 1962. The use of a high-speed digital computer in the study of the hydrodynamics of geologic basins. *J. Geophys. Res.,* 67, pp. 2421-2431.

FERGUSON, J. F., and J. GAVIS. 1972. A review of the arsenic cycle in natural waters. *Water Research.* Pergamon Press, Oxford, pp. 1259-1274.

FERRIS, J. G., D. B. KNOWLES, R. H. BROWNE, and R. W. STALLMAN. 1962. Theory of aquifer tests. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1536-E.*

FERRO, C., G. P. GIANNOTTI, M. MITTEMBERGHER, D. MUSY, G. SIDOTI, E. STAMPHONE, and C. VALLONE. 1973. Utilization of clay formations for storage of solid high-level radioactive wastes. *Management of Radioactive Wastes from Fuel Reprocessing.* Organization for Economic Cooperation and Development and International Atomic Energy Agency, Paris, pp. 887-916.

FETH, J. H., C. C. ROBERTSON, and W. L. POLZER. 1964. Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1535-I,* 170 pp.

FLOWER, F. B. 1976. Case history of landfill gas movement through soils. *Gas and Leachate from Landfills,* ed. E. J. Genetelli and J. Cirello. U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, Ohio, 600/9-76-004, pp. 177-189.

FORD, T. D., and C. H. D. CULLINGFORD, eds. 1976. *The Science of Speleology.* Academic Press, New York, 594 pp.

FORCHHEIMER, P. 1930. *Hydraulik.* Teubner Verlagsgesellschaft, Stuttgart.

FORSYTHE, G. E., and W. R. WASOW. 1960. *Finite-Difference Methods for Partial Differential Equations.* John Wiley & Sons, New York.

FOSTER, M. D. 1950. The origin of high sodium bicarbonate waters in the Atlantic and Gulf Coastal Plains. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 1, pp. 33-48.

FOSTER, S. S. D. 1975. The chalk groundwater tritium anomaly-a possible explanation. *J. Hydrol.,* 25, pp. 159-165.

FOSTER, S. S. D., and R. I. CREASE. 1972. Nitrate pollution of chalk groundwater in East Yorkshire: a hydrogeological appraisal. *Groundwater Pollution in Europe,* ed. J. A. Cole. Water Information Center, Port Washington, N.Y., pp. 269-271.

FREEZE, R. A. 1967. Quantitative interpretation of regional groundwater flow patterns as an aid to water balance studies. *Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* Gen. Assembly of Berne, Publ. 78, pp. 154-173.

FREEZE, R. A. 1969a. Regional groundwater flow-Old Wives lake Drainage Basin, Saskatchewan. *Can. Inland Waters Branch, Sci. Series No.5,* 245 pp.

FREEZE, R. A. 1969b. The mechanism of natural groundwater recharge and discharge: 1. One-dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging groundwater flow system. *Water Resources Res.,* 5, pp. 153-171.

FREEZE, R. A. 1971a. Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resources Res.,* 7, pp. 347-366.

FREEZE, R. A. 1971b. Influence of the unsaturated flow domain on seepage through earth dams. *Water Resources Res.,* 7, pp. 929-941.

FREEZE. R, A. 1972a. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Baseflow contributions to channel flow. *Water Resources Res.,* 8, pp. 609-623.

FREEZE, R. A. 1972b. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 2. Upstream source areas. *Water Resources Res.,* 8, pp. 1272-1283.

FREEZE, R. A. 1974. Streamflow generation. *Rev. Geophys. Space Phys.,* 12, pp. 627-647.

FREEZE, R. A. 1975. A stochastic conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in non-uniform homogeneous media. *Water Resources Res.,* 11, pp. 725-741.

FREEZE, R. A., and J. BANNER. 1970. The mechanism of natural groundwater recharge and discharge: 2. Laboratory column experiments and field measurements. *Water Resources Res.,* 6, pp. 138-155.

FREEZE, R. A., and P. A. WITHERSPOON. 1966. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. *Water Resources Res.,* 2, pp. 641-656.

FREEZE, R. A., and P. A. WITHERSPOON. 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Res.,* 3, pp. 623-634.

FREEZE, R. A., and P. A. WITHERSPOON. 1968. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 3. Quantitative interpretations. *Water Resources Res.,* 4, pp. 581-590.

FRIED, J. J. 1975. *Groundwater Pollution,* Elsevier, Amsterdam, 330 pp.

FRIED, J. J., P. C. LEVEQUE, D. POITRINAL, and J. SEVERAC. 1974. Local studies of miscible pollutions of groundwater: the single well pulse technique. *Groundwater Pollution in Europe,* ed. J. A. Cole. Water Information Center, Port Washington, N.Y., pp. *388-406.*

FRIND, E. O. 1970. Theoretical analysis of aquifer response due to dewatering at Welland. *Can. Geotech. J.,* 7, pp. 205-216.

FRIND, E. 0., and G. F. PINDER. 1973. Galerkin solution of the inverse problem for aquifer transmissivity. *Water Resources Res.,* 9, pp. 1397-1410.

FRITZ, P., R. J. DRIMMIE, and F. W. RENDER. 1974. Stable isotope contents of a major prairie aquifer in central Manitoba, Canada. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology.* Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 379-397.

FRITZ, P., J. A. CHERRY, K. U. WEYER, and M. SKLASH. 1976. Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions. *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology.* Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 111-130.

FUHRIMAN, D. K., and J. R. BARTON. 1971. Ground water pollution in Arizona, California, Nevada and Utah. *Environ. Protect. Agency. Rept. 16060 ERU.*

GAMBOLATI, G. 1973a. Equation for one-dimensional vertical flow of groundwater: 1. The rigourous theory. *Water Resources Res.,* 9, pp. 1022-1028.

GAMBOLATI, G. 1973b. Equation for one-dimensional vertical flow of groundwater: 2. Validity range of the diffusion equation. *Water Resources Res.,* 9, pp. 1385-1395.

GAMBOLATI, G. 1974. Second-order theory of flow in three-dimensional deforming media. *Water Resources Res.,* 10, pp. 1217-1228.

GAMBOLATI, G. 1976. Transient free surface flow to a well: An analysis of theoretical solutions. *Water Resources Res.,* 12. pp. 27-39.

GAMBOLATI, G., and R. A. FREEZE. 1973. Mathematical simulation of the subsidence of Venice: 1. Theory. *Water Resources Res.,* 9, pp. 721-733.

GAMBOLATI, G., P. GATTO, and R. A. FREEZE. 1974a. Mathematical simulation of the subsidence of Venice: 2. Results. *Water Resources Res.,* 10, pp. 563-577.

GAMBOLATI, G., P. GATTO, and R. A. FREEZE. 1974b. Predictive simulation of the subsidence of Venice. *Science,* 183, pp. 849-851.

GARLAND, G. A., and D. C. MOSHER. 1975. Leachate effects from improper land disposal. *J. Wasteage, 6, pp. 42-48.*

GARRELS, R. M. 1967. Genesis of some ground waters from igneous rocks. *Researches in Geochemistry,* Vol. 2, ed. P. H. Abelson. John Wiley & Sons, New York, 663 pp.

GARRELS, R. M., and C. L. CHRIST. 1965. *Solutions, Minerals and Equilibria.* Harper & Row, New York, 450 pp.

GARRELS, R. M., and P. HOWARD. 1957. Reactions of feldspars and mica with water at low temperature and pressure. *Proc. 6th Nat. Conf. Clays Clay Minerals.*

GARRELS. R. M., and F. T. MACKENZIE. 1967. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems.* ed. R. F. Gould. American Chemical Society Publications. Washington, D.C.

GASPAR, E., and M. ONCESCU. 1972. *Radioactive Tracers in Hydrology.* American Elsevier, New York. 90 pp.

GATES, J. S., and C. C. KISIEL. 1974. Worth of additional data to a digital computer model of a groundwater basin. *Water Resources Res.,* 10. pp. 1031-1038.

GERA, F., and D. G. JACOBS. 1972. Considerations in the long-term management of high-level radioactive wastes. *Rept. ORNL-4762,* Oak Ridge Nat. Lab., Oak Ridge, Tenn., 151 pp.

GERBA, C. P., C. WALLIS. and J. L. MELNICK. 1975. The fate of wastewater bacteria and viruses in soil. *J. Irri. Drainage Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 101, pp. 157-174.

GERMANOV, A. I., G. A. VOLKOV. A. K. LISITSIN, and V. S. SEREBENNIKOV. 1958. Investigation of the oxidation reduction potential of ground waters. *Acad. Sci. USSR, Moscow. Inst. Geol. Ore Deposits. Petrogr. Mineral, Geochem.,* pp. 322-329.

GHYBEN, W. B. 1888. Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam. *Tijdschrift van Let Koninklijk Inst. van Ing.*

GIBBS, H. J., and W. Y. HOLLAND. 1960. Petrographic and engineering properties of loess. *U.S. Bur. Reclamation. Eng. Monogr. No.* 28.

GIBSON, U. P., and R. D. SINGER. 1971. *Water Well Manual.* Premier Press. Berkeley. California 156 pp.

GIGER, W., and P. V. ROBERTS. 1977. Characterization of refractory organic carbon. *Water Pollution Microbiology,* Vol. 2, ed. Ralph Mitchell. Wiley-Interscience, New York.

GILLHAM, R. W., and J. A. CHERRY. 1978. Field evidence of denitrification in shallow groundwater flow systems. *Proc. 13th Can. Symp. Water Pollution Res.* McMaster University. Hamilton. Ontario.

GILLHAM, R. W., and L. R. WEBBER. 1969. Nitrogen contamination of groundwater by barnyard leachates. *J. Water Pollution Control Fed.,* 41, pp. 1752-1762.

GOFF, K. J. 1971. Hydrology and chemistry of the Shoal Lakes Basin. Interlake Area, Manitoba. Unpublished Master's thesis. University of Manitoba.

GOODALL, D. C., and R. M. QUIGLEY. 1977. Pollutant migration from two sanitary landfill sites near Sarnia, Ontario. *Can. Geotech. J.,* 14, pp. 213-236.

GOODMAN, R. E., D. G. MOYE. A. VAN SCHALKWYK. and I. JAVANDEL. 1965. Ground water inflows during tunnel driving. *Eng. Geol.,* 2, pp. 39-56.

GOSLING, A. W., E. A. JENNE, and T. T. CHAO. 1971. Gold content of natural waters in Colorado. *Econ. Geol.* 66. pp. 309-313.

GRAF, D. L., I. FRIEDMAN, and W. F. MEENTS. 1965. The origin of saline formation waters: II. Isotropic fractionation by shale micropore systems. *Illinois State Geol. Surv. Circ.* 393, 32 pp.

GRAHAM, G. S., S. E. KESLER. and J. C. van LOON. 1975. Fluorine in groundwater as a guide to Pb-Zn-Ba-F mineralization. *Econ. Geol.,* 70. pp. 396-398.

GRAY, D. M., et al. 1970. *Handbook on the Principles of Hydrology.* National Research Council, Canada.

GRAY. D. M., G. A. McKAY, and J. M. WIGHAM. 1970. Energy, evaporation and evapotranspiration. *Handbook on the Principles of Hydrology,* ed. D. M. Gray. National Research Council. Canada.

GREEN, D. W., H. DABIRI, C. F. WEINAUG. and R. PRILL. 1970. Numerical modeling of unsaturated groundwater flow and comparison of the model to a field experiment. *Water Resources Res.,* 6. pp. 862-874.

GREENKORN, R. A., and D. P. KESSLER. 1969. Dispersion in heterogenous nonuniform anisotropic porous media. *Ind. Eng. Chem.,* 61. pp. 14-32.

GRICE, R. H. 1968. Hydrogeology of the jointed dolomites, Grand Rapids Hydroelectric Power Station, Manitoba, Canada. *Geol. Soc. Amer. Eng. Geol. Case Histories,* 6, pp. 33-48.

GRIFFIN, R. A., K. CARTWRIGHT, N. F. SHIMP, J. D. STEELE, R. R. BUCH, W. A. WHITE, G. M. HUGES, and R.H. GILKESON.1976. Alteration of pollutants in municipal landfill leachate by clay minerals: Part I. Column leaching and field verification. *Illinois State Geol. Surv. Bull.* 78.

GRIM, R. E. 1968. *Clay mineralogy,* 2nd ed. McGraw-Hill, New York, 596 pp.

GRISAK, G. E. 1975. Nilrates in shallow groundwater near Lethbridge. *Tech. Rept. Environ. Protection Services,* Edmonton, Alberta.

GRISAK, G. E., and J. A. CHERRY. 1975. Hydrogeologic characteristics and response of fractured till and clay confining a shallow aquifer. *Can. Geotech. J.,* 12, pp. 23-43.

GRISAK, G. E., J. A. CHERRY, J. A. VONHOF, and J. P. DLEUMLE. 1976. Hydrogeologic and hydrochemical properties of fractured till in the interior plains region. *Glacial Till,* ed. R. F. Legget. Spec. Publ. Roy. Soc. Can., pp. 304-335.

GRISAK, G. E., W. F. MERRITT, and D. W. WILLIAMS. 1977. A fluoride borehole dilution apparatus for groundwater velocity measurements. *Can. Geotech. J.,* 14, pp. 554-561.

GROBA, F., and J. HAHN. 1972. Variations of groundwater chemistry by anthropogenic factors in northwest Germany. *Proc. 24th Intern. Geol. Congr.* Montreal. Sec. 11, *Hydrogeol.,* pp. 270-281.

GROENEWOLD, G., and others. In press. Geology and hydrogeology of the Knife River Basin, West-Central North Dakota. *North Dakota Geol. Surv. Rept. Investigation* 65.

GROVE, D. B., and W. A. DEETEM. 1971. Porosity and dispersion constant calculations for a fractured carbonate aquifer using the two well tracer method. *Water Resources Res.,* 7, pp. 128-134.

GUENTHER, W. B. 1968. *Quantitative Chemistry.* Addison-Wesley, Reading, Mass.

GUENTHER, W. B. 1975. *Chemical Equilibrium: A Practical Introduction for the Physical and Life Sciences.* Plenum Press, New York, 248 pp.

GUGGENHEIM, E. A. 1949. *Thermodynamics: An Advanced Treatment for Chemists and Physicists,* 4th ed. North-Holland, Amsterdam.

GUPTA, S. K., and K. K. TANGI. 1976. A three-dimensional Galerkin finite-element solution of flow through multiaquifers in Sutter Basin, California. *Water Resources Res.,* 12, pp. 155-162.

GURR, C. G., T. J. MARSHALL, and J. T. HUTTON. 1952. Water movement in soil due to a temperature gradient. *Soil Sci.,* 24, pp. 335-344.

GYMER, R. G. 1973. *Chemistry: An Ecological Approach.* Harper & Row, New York, 801 pp.

HAGMAIER, J. L. 1971. Groundwater flow, hydrochemistry, and uranium deposition in the Powder River Basin, Wyoming. Ph.D. thesis, University of North Dakota, 166 pp.

HAGUE, R., D. W. SCHMEDDING, and V. H. FREED. 1974. Aqueous solubility, adsorption, and vapour behaviour of polychlorinated bipheryl arochor 1254. *J. Environ. Sci. Technol.,* 8, no. 2, pp. 139-142.

HALEVY, E., H. MOSER, O. ZELLHOFER, and A. ZUBER. 1967. Borehole dilution techniques: a critical review. *Isotopes in Hydrology.* IAEA, Vienna, pp. 531-564.

HALL, E. S. 1972. Some chemical principles of groundwater pollution. *Groundwater Pollution in Europe,* ed. J. A. Cole. Water Information Center, Port Washington, N.Y.

HALL, F. R. 1968. Baseflow recessions-a review. *Water Resources Res.,* 4, pp. 973-983.

HAMAKER, J. W., and J. M. THOMPSON. 1972. Physicochemical relationships of organic chemicals in soils-adsorption. *Organic Chemicals in the Soil Environment,* ed. C. A. Goring and J. W. Hamahu. Marcel Dekker, New York, 49 pp.

HAMBLIN, W. K. 1976. *The Earth's Dynamic Systems: A Textbook in Physical Geology.* Burgess, Minneapolis, Minn.

HAMILTON, T. M. 1970. Groundwater flow in part of the Little Missouri River Basin, North Dakota. Unpublished Ph.D. thesis, University of North Dakota.

HANSHAW, B. B. 1962. Membrane properties of compacted clays. Ph.D. thesis, Harvard University.

HANSHAW, B. B., and T. B. COPLEN. 1973. Ultrafiltration by a compacted clay membrane: II. Sodium ion exclusion at various ionic strengths. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 37, pp. 2311-2327.

HANSHAW, B. B., W. BACK. and R. G. DEIKE. 1971. A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. *Econ. Geol,* pp. 710-724.

HANTUSH, M. S. 1956. Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. *Trans. Amer. Geophys. Union,* 37, pp. 702-714.

HANTUSH, M. S. 1960. Modification of the theory of leaky aquifers. *J. Geophys. Res.,* 65, pp. 3713-3725.

HANTUSH, M. S. 1962. Drawdown around a partially-penetrating well. *Amer. Soc. Civil Engrs. Trans.,* 127, pp. 268-283.

HANTUSH, M. S. 1964. Hydraulics of wells. *Adv. Hydrosci.,* 1, pp. 281-432.

HANTUSH, M. S. 1967. Growth and decay of groundwater mounds in response to uniform percolation. *Water Resources Res.,* 3, pp. 227-234.

HANTUSH, M. S., and C. E. JACOB. 1955. Nonsteady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Trans. Amer. Geophys. Union,* 36, pp. 95-100.

HARLAN, R. L. 1973. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. *Water Resources Res., 9,* pp. 1314-1323.

HARR, M. E. 1962. *Groundwater and Seepage.* McGraw-Hill, New York.

HARRISON, S. S., and L. CLAYTON. 1970. Effects of groundwater seepage on fluvial processes. *Bull. Geol. Soc. Amer.,* 81, pp. 1217-1226.

HAWKES, H. E., and J. S. WEBB. 1962. *Geochemistry in Mineral Exploration.* Harper & Row, New York, 415 pp.

HEALY, J. H. 1975. Recent highlights and future trends in research on earthquake prediction and control. *Rev. Geophys. Space Phys.,* 13, pp. 361-364.

HEALY, J. H., W. W. RUBEY. D. T. GRIGGS, and C. B. RALEIGH. 1968. The Denver earthquakes. *Science,* 161, pp. 1301-1310.

HEDBERG, H. D. 1964. Geologic aspects of origin of petroleum. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.,* 48, pp.1755-1803.

HEDLIN, R. A. 1972. Nitrate contamination of ground water in the Neepawa-Langruth area of Manitoba. *Can. J. Soil Sci.,* pp. 75-84.

HELFFERICH, F. 1962. *Ion Exchange.* McGraw-Hill, New York.

HELGESON, H. C. 1970. A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems. *Min. Soc. Amer. Spec. Paper*, No. 3, pp. 155-186.

HELM, D. C. 1975. One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pixley, California: 1. Constant Parameters. *Water Resources Res.,* 11, pp. 465-478.

HELM, D. C. 1976. One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pixley, California: 2. Stress-dependent parameters. *Water Resources Res.,* 12, pp. 375-391.

HEM, J. D. 1967. Equilibrium chemistry of iron in ground water. *Principles and Applications of Water Chemistry,* ed. S. D. Faust and J. V. Hunter. John Wiley & Sons, New York.

HEM, J. D. 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 1473. 363 pp.

HENRY, H. R. 1960. Salt water intrusion into coastal aquifers. *Intern. Assoc. Sci. Hydrol, Publ.* 52, pp.478-487.

HERZBERG, A. 1901. Die Wasserversorgung einiger Nordseebader. *J. Gasbeleucht. Wasserversorg.,* 44. pp. 815-819.

HEWLETT, J. D., and A. R. HIBBERT. 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *J. Geophys. Res.,* 68, pp. 1081-1087.

HEWLETT, J. D., and A. R. HIBBERT. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest Hydrology,* ed. W. E. Sopper and H. W. Lull. Pergamon Press, Oxford, pp. 275-290.

HEWLETT, J. D., and W. L. NUTTER. 1970. The varying source area of streamflow from upland basins. *Proc. Amer. Soc. Civil Engrs. Symp. lnterdisciplinary Aspects of Watershed Management,* Montana State University, Bozeman, pp. 65-93.

HIGGINIS, G. H. 1959. Evaluation of the groundwater contamination hazard from underground nuclear explosives. *J. Geophy. Res.,* 64., pp. 1509-1519.

HILL, R. A. 1940. Geochemical patterns in Coachella Valley, Calif. *Trans. Amer. Geophys. Union,* 21.

HITCHON, B. 1969a. Fluid flow in the Western Canada Sedimentary Basin: 1. Effect of topography. *Water Resources Res.,* 5, pp. 186-195.

HITCHON, B. 1969b. Fluid flow in the Western Canada Sedimentary Basin: 2. Effect of geology. *Water Resources Res.,* 5, pp. 460-469.

HITCHON, B. 1971. Origin of oil: geological and geochemical constraints. *Origin and Refinery of Petroleum,* Advances in Chemistry Series, No. 103, American Chemical Society, Washington. D.C., pp. 30-66.

HITCHON, B. 1976. Hydrogeochemical aspects of mineral deposits in sedimentary rocks. *Handbook of Stratabound and Stratiform ore Deposits,* ed. K. H. Wolf. Elsevier, New York, pp. 53-66.

HITCHON, B. 1977. Geochemical links between oil fields and ore deposits in sedimentary rocks. *Proc. Forum on Oil and ore in Sediments,* Imperial College, London, 34 pp.

HITCHON, B., and I. FRIEDMAN. 1969. Geochemistry and origin of formation waters in the Western Canada Sedimentary Basin: I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 35, pp. 1321-1349.

HITCHON, B., andJ. HAYS. 1971. Hydrodynamics and hydrocarbon occurrences, Surat Basin, Queensland, Australia. *Water Resources Res.,* 7, pp. 658-676.

HITCHON, B., G. K. BILLINGS, and J. E. KLOVAN. 1971. Geochemistry and origin of formation waters in the Western Canada Sedimentary Basin: III. Factors controlling chemical composition. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 35, pp. 567-598.

HOAG, R. B., and G. R. WEBBER. 1976. Significance for mineral exploration of sulphate concentrations in groundwaters. *CIM Bull.,* 69, no. 776, pp. 86-91.

HOBSON, G. 1967. Seismic methods in mining and groundwater exploration. Proc. Can. Centennial Conf. Mining Groundwater Geophys. *Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept.* 26, pp. 148-176.

HODGE, R. A. L., and R. A. FREEZE. 1977. Groundwater flow systems and slope stability. *Can. Geotech J.,* 14, pp. 466-476.

HOEK, E., and J. BRAY. 1974. *Rock Slope Engineering.* Institute of Mining and Metallurgy, London.

HOEKSTRA, P. 1966. Moisture movement in soils under temperature gradients wilh the cold-side temperature below freezing. *Water Resources Res.,* 2, pp. 241-250.

HOLLAND, H. D., T. V. KIRSIPU, J. S. HUEFNER, and U. M. OXBURGH. 1964. On some aspects of the chemical evolution of cave waters. *J. Geol.,* 72, no. 1, pp. 36-67.

HOLMES, R. M., and G. W. ROBERTSON. 1959. A modulated soil moisture budget. *Monthly Weather Rev.,* 87, no. 3, pp. 1-7.

HORNBERGER, G. M., I. REMSON, and A. A. FUNGAROLI. 1969. Numeric studies of a composite soil moisture groundwater system. *Water Resources Res.,* 5, pp. 797-802.

HORNBERGER, G. M., J. EBERT, and I. REMSON. 1970. Numerical solution of the Boussinesq equation for aquifer-stream interaction. *Water Resources Res.,* 6, pp. 601-608.

HORTON, R. E. 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Amer. Geophys. Union.* 14, pp. 446-460.

HOUSTON, W. N. 1972. The surface chemistry and geochemistry of feldspar weathering. Unpublished Master's thesis, McMaster University.

HOWARD, A. D. 1964a. Processes of limestone cavern development. *Intern. J. SpeleoI.,* 1, pp. 47-60.

HOWARD, A. D. 1964b. Model for cavern development under artesian groundwater flow, with special reference to the Black Hills. *Nat. Speleol. Soc. Bull.,* 26, pp. 7-16.

HOWARD, A. D., and B. Y. HOWARD. 1967. Solution of limestone under laminar flow between parallel boundaries. *Caves and Karst,* 9, pp. 25-40.

HUBBERT, M. K. 1940. The theory of groundwater motion. *J. Geol.,* 48. pp. 785-944.

HUBBERT, M. K. 1954. Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.,* 37, pp. 1954-2026.

HUBBERT, M. K. 1956. Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids. *Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng.,* 207, pp. 222-239.

HUBBERT, M. K., and W. W. RUBEY. 1959. Role of fluid pressures in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Bull. Geol. Soc., Amer.,* 70, pp. 115-166.

HUGGENBERGER, F., J. LETEY, and W. J. FARMER. 1972. Observed and calculated distribution of lindane in soil columns as influenced by water movement. *J. Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 36, pp. 544-548.

HUGHES, G. M., R. A. LANDON, and R. N. FARVOLDEN. 1971. Hydrogeology of solid waste disposal sites in northeastern Illinois. *U.S. Environ. Protection Agency Rept. SW-I2D,* 154 pp.

HUNTOON, P. W. 1974. Predicting water-level declines for alternative groundwater developments in the Upper Big Blue River Basin, Nebraska. *Univ. Nebraska, Inst. Agr. Natural Resources, Resource Rept.* 106 pp.

HVORSLEV, M. J. 1951. Time lag and soil permeability in groundwater observations. *U.S. Army Corps Engrs. Waterways Exp. Sta. Bull.* 36, Vicksburg, Miss.

IBRAHIM, H. A., and W. BRUTSAERT. 1965. Inflow hydrographs from large unconfined aquifers. *J. Irr. Drain. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 91 (IR2), pp. 21-38.

ILIFF, N. A. 1973. Organic chemicals in global aspects of chemistry. *Toxicology and Technology as Applied to the Environment,* Vol. 2, ed. F. Coulson and F. Korte. Academic Press, New York, 64 pp.

INESON, J., and R. A. DOWNING. 1964. The groundwater component of river discharge and its relationship to hydrogeology. *J. Inst. Water Eng.,* 18, pp. 519-541.

INESON J., and R. F. PACKHAM. 1967. Contamination of water by petroleum products. *The Joint Problems of the Oil and Water Industry,* ed. Peter Hepple. Proc. Symp. Brighton, England, Inst. Petrol., pp. 97-116.

IRMAY, S. 1958. On the theoretical derivation of Darcy and Forchheimer formulas. *Trans. Amer. Geophy. Union,* 39, pp. 702-707.

JACOB, C. E. 1939. Fluctuations in artesian pressure produced by passing railroad trains as shown in a well on Long Island, New York. *Trans. Amer. Geophys. Union,* 20, pp. 666-674.

JACOB, C. E. 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Amer. Geophys. Union, 2, pp. 574-586.*

JACOB, C. E. 1950. Flow of groundwater. *Engineering Hydraulics,* ed. H. Rouse. John Wiley & Sons, New York, pp. 321-386.

JACOBSON, R. L., and D. LANGMUIR. 1970. The chemical history of some spring waters in carbonate rocks. *Ground Water,* 8. pp. 5-9.

JAEGER, J. C. 1971. Friction of rocks and stability of rock slopes. *Geotechnique,* 21, pp. 97-134.

JAEGER, C. 1972. *Rock Mechanics and Engineering.* Cambridge University Press, London.

JAKUCS, L 1973. The karstic corrosion of naturally occurring limestones in the geomorphology of our age. *Symp. Karst-Morphogenesis Intern. Geogr. Union,* 52 pp.

JAVANDEL, I., and P. A. WITHERSPOON. 1969. A method of analyzing transient fluid flow in multilayered aquifers. *Water Resources Res.,* 5, pp. 856-869.

JENNE, E. A. 1968. Control of Mn, Fe, Ni, Cu, and Zn concentration in soils and waters: significant role of hydrous Mn and Fe oxides. *Trace Inorganics in Water,* American Chemical Society Publication 73, pp. 337-387.

JENSEN, H. E., and K. L. BABCOCK. 1973. Cation-exchange equilibria on a Yolo loam. *Hilgardia,* 41, pp. 475-488.

JEPPSON, R. W. 1968. Axisymmetric seepage through homogeneous and nonhomogeneous porous mediums. *Water Resources Res.,* 4, pp. 1277-1288.

JEPPSON, R. W., and R. W. NELSON. 1970. Inverse formulation and finite-difference solution to partially-saturated seepage from canals. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 34, pp. 9-14.

JOHN, K. W. 1968. Graphical stability analysis of slopes in jointed rock. *J. Soil Mech. Found. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 49 (SM2), pp. 497-526.

JOHNSON, A. I., and D. A. MORRIS. 1962. Physical and hydrologic properties of water bearing deposits from core holes in the Las Banos-Kettleman City Area, California. U.S. Geol. Surv. Open-File Dept., Denver, Colo.

JOHNSON, A. I., R. P. MOSTON, and D. A. MORRIS. 1968. Physical and hydrologic properties of water- bearing deposits in subsiding areas in central California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 497A.*

JOHNSTON, P. M. 1962. Geology and ground-water resources of the Fairfax Quadrangle, Virginia. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1539-L.*

JONES, P. H., and H. E. SKIBITZKE. 1956. Subsurface geophysical methods in groundwater hydrology. *Adv. Geophys.,* 3, pp. 241-300.

KARPLUS, W. J. 1958. *Analog Simulation.* McGraw-Hill, New York.

KAUFMAN, W. J. 1974. Chemical pollution of ground water. *Water Technol./Quality,* pp. 152-158.

KAY, B. D., and D. L. ELRICK. 1967. Adsorption and movement of lindane in soils. *J. Soil Sci., 104,* pp. 314-322.

KAZMANN, R. G. 1956. Safe yield in groundwater development, reality or illusion? *J. Irr. Drain Div., Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs.,* 82 (IR3), 12 pp.

KAZMANN, R. G. 1972. *Modern Hydrology,* 2nd ed. Harper & Row, New York.

KAZMANN, R. G. 1974. Waste surveillance in subsurface disposal projects. *Ground Water Proc. 2nd NWWA-EPA National Ground Water Quality Symp.,1,* pp. 418-426.

KEMPER, W. D., J. OLSEN, and C. J. DEMODY. 1975. Dissolution rate of gypsum in flowing groundwater. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 39, pp.458-463.

KERN, D. B. 1960. The hydration of carbon dioxide. *J. Chem. Educ.,* 37, pp. 14-23.

KEYS, W. S. 1967. Borehole geophysics as applied to groundwater. Proc. Canadian Centennial Conf. Mining Groundwater Geophys. *Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept.* 26, pp. 598-612.

KEYS, W. S. 1968. Logging in groundwater hydrology. *Groundwater,* 6, pp. 10-18.

KHARAKA, Y. K., and I. BARNES. 1973. SOLMNEQ, solution-mineral equilibrium computations. *U.S. Geol. Surv. Computer Contr. NTIS Rept. PB2-15899.*

KHARAKA, Y. K., and F. A. F. BERRY. 1973. Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes: 1. Experimental investigation. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 37, pp. 2577-2603.

KHARAKA, Y. K., and W. C. SMALLEY. 1976. Flow of water and solutes through compacted clays. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.,* 60, pp. 973-980.

KHARAKA, Y. K., F. A. F. BERRY, and I. FRIEDMAN. 1973. Isotopic composition of oil-field brines from Kettleman North Dome, California, and their geologic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 37, pp. 1899-1908.

KIMMEL, G. E., and O. C. BRAIDs. 1974. Leachate plumes in a highly permeable aquifer. *Ground Water,* 12, pp. 388-393.

KIPP, K. L. 1973. Unsteady flow to a partially penetrating finite radius well in an unconfined aquifer. *Water Resources Res.,* 9, pp. 448-462.

KIRKBY, M. J., and R. J. CHORLEY. 1967. Throughflow, overland flow, and erosion. *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* 12, no. 3, pp. 5-21.

KIRKHAM, D. 1964. Soil Physics. *Handbook of Applied Hydrology,* ed. V. T. Chow. McGraw-Hill, New York, pp. 5.1-5.26.

KIRKHAM, D. 1967. Explanation of paradoxes in Dupuit-Forchheimer seepage theory. *Water Resources Res.,* 3, pp. 609-622.

KIRKHAM, D., and W. L. POWERS. 1972. *Advanced Soil Physics.* Wiley-Interscience, New York.

KLEIN, J. M. 1974. Geochemical behaviour of silica in the artesian ground water of the closed basin area. San Luis Valley, Colorado. Unpublished M.Sc. thesis, School of Mines. Boulder, Col.

KLEIN, S. A. 1964. The fate of detergents in septic lank systems and oxidation ponds. *Sanitary Eng. Res. Lab. SERL Rpt. No. 64-1,* University of California, Berkeley.

KLOTZ, D., and H. MOSER. 1974. Hydrodynamic dispersion as aquifer characteristic: model experiments with radioactive tracers. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology,* Vol. 2. Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 341-354.

KLUTE, A. 1965a. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. *Methods of Soil Analysis, Part 1,* ed. C. A. Black. American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 210- 221.

KLUTE, A. 1965b. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Method of Soil Analysis, Part 1,* ed. C. A. Black. American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 253- 261.

KLUTE, A. 1965c. Water diffusivity. *Methods of Soil Analysis, Part 1,* ed. C. A. Black. American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 262-272.

KNUTSON, G. 1966. Tracers for ground water investigations. *Groundwater Problems (Proc. Intern. Symp. Stockholm, Sweden).* Pergamon Press, Oxford.

KOHOUT, F. A. 1960a. Cyclic flow of salt water in the Biscayne aquifer of southeastern Florida. *J. Geophys. Res.,* 65, PD. 2133-2141.

KOHOUT, F. A. 1960b. Flow pattern of fresh water and salt water in the Biscayne aquifer of the Miami area. Florida. *Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.* 52, pp. 440-448.

KONIKOW, L. F., and J. D. BREDEHOEFT. 1974. Modeling flow and chemical quality changes in an irrigated steam-aquifer system. *Water Resources Res.,* 10, no. 3, pp. 546-562.

KRAUSKOPF, K B. 1956. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geochim. Cosmochim Acta,* 10, pp. 1-26.

KRAUSKOPF, K. B. 1967. *Introduction to Geochemistry* McGraw-Hill, New York.

KREITLER, C. W., and D. C. JONES. 1975. Natural soil nitrate: the cause of the nitrate contamination of ground water in Runnels county, Texas. *Ground Water,* 13, no. 1, pp. 53-61.

KRONE, R. B., P. H. MCGAUHEY, and H. B. GOTAAS. 1957. Direct discharge of groundwater with sewage effluents. *Amer. Soc. Civil Engrs., J. Sanit. Eng. Div.,* 83 (SA4), pp. 1-25.

KRONE, R. B., G. T. ORLAB, and C. HODGKINSON. 1958. Movement of coliform bacteria through porous media. *Sewage Industrial Wastes,* 30. pp. 1-13.

KROSZYNSKI, U. I., and G. DAGAN. 1975. Well pumping in unconfined aquifers: the influence of the unsaturated zone. *Water Resources Res.,* 11. pp. 479-490.

KRUSEMAN, G. P., and N. A. de RIDDER. 1970. Analysis and evaluation of pumping test data. *Intern. Int. Land Reclamation and Improvement Bull. 11.* Wageningen, The Netherlands.

KRYNINE, D. P., and W. R. JUDD. 1957. *Principles of Engineering Geology and Geotechnics.* McGraw. Hill, New York.

KU, H. F. H., B. G. KATZ, D. J. S. SULAM, and R. K. KRULIKAS. 1978. Scavenging of chromium and cadmium by aquifer material, South Farmingdale-Massapequa area. Long Island, New York. *Ground Water,* 16, pp. 112-118.

KUBO, A. S., and D. J. ROSE. 1973. Disposal of nuclear wastes. *Science,* 182, pp. 1205-1211.

LAL, D., and B. PETERS. 1962. Cosmic ray produced isotopes and their applications in problems of geophysics. *Progr. Elementary Particle Cosmic Ray Phys.,* 6, pp. 1-74.

LAL, D., and H. E. SUESS. 1968. The radioactivity of the atmosphere and hydrosphere. *Ann. Rev. Nuclear Sci.,* 18, pp. 407-434.

LAMBE, T. W. *1951. Soil Testing for Engineers.* John Wiley & Sons, New York, 165 pp.

LANCE, J. C., C. P. GERBA, and J. L. MELNICK. 1977. Virus movement in soil columns flooded with secondary sewage effluent. *Appl. J. Environ. Microbiol.*

LANEY, R. L. 1965. A comparison of the chemical composition of rainwater and ground water in western North Carolina. *U.S. Geol. Surf. Prof. Paper 525-C,* pp. C187-189.

LANGMUIR, D. 1970. *Eh-pH* determination. *Methods in Sedimentary Petrology,* ed. R. E. Carver. Wiley-lnterscience, New York, pp. 597-635.

LANGMUIR, D. 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 35. pp. 1023-1045.

LANGMUIR, D., and D. O. WHITTEMORE. 1971. Variation in the stability of precipitated ferric oxyhydroxides. *Proc. Symp. Nonequilibrium Systems in Natural Water Chem.* ed. J. D. Hem. Advances in Chemistry Series No. 106, American Chemical Society, Washington, D. C., pp. 209-234.

LATTMAN, L. A., and R. R. PARIZEK. 1964. Relationship between fracture traces and the occurrence of ground water in carbonate rocks. *J. Hydrol.,* 2, pp. 73-91.

LECKIE, J. 0., and R. O. JAMES. 1974. Control mechanisms for trace metals in natural waters. *Aqueous-Environmental Chemistry of Metals,* ed. A. J. Rubin, Ann Arbor Science Publishers, Ann Arbor, Mich., pp. 1-127.

LECKIE, J. 0., and M. B. NELSON. In press. Role of natural heterogeneous sulfide systems in controlling the concentration and distribution of heavy metals. *Amer. J. Sci.*

LECKIE, J. O., J. G. PACE, and C. HALVADAKIS. 1975. Accelerated refuse stabilization through controlled moisture application. Unpublished report, Dept. Environmental Engineering, Stanford University, Stanford, Calif.

LEE, C. H., and T. S. CHENG. 1974. On seawater encroachment in coastal aquifers. *Water Resources Res.,* 10, pp. 1039-1043.

LEE, D. R. 1976. The role of groundwater in eutrophication of a lake in glacial outwash terrain. *Intern. J. Speleol.,* 8, pp. 117-126.

LEE, D. R. 1977. A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnol. Oceanogr.,* 22, pp. 140-147.

LEE, D. R., and J. A. CHERRY. In press. A field exercise on groundwater flow using seepage meters and minipiezometers. *J. Geol. Educ.*

LEENHEER, J. A., and E. W. D. HUFFMAN, JR. 1977. Classification of organic solutes in water using macroreticular resins. J. *Res., U.S. Geol. Surv.*

LEGGET, R. F. 1962. *Geology and Engineering,* 2nd ed. McGraw-Hil, New York.

LEGRAND, H. E. 1949. Sheet structure; a major factor in the occurrence of ground water in the granites of Georgia. *Econ. Geol.,* 44, pp. 110-118.

LEGRAND, H. E. 1954. Geology and ground water in the Statesville area. *North Carolina: North Carolina Dept. Conservation Development, Div. Mineral Resources Bull.* 68.

LENNOX, D. H., and V. CARLSON. 1967. Integration of geophysical methods for groundwater exploration in the prairie provinces, Canada. Proc. Can. Centennial Conf. Mining Groundwater Geophys., *Geol. Surf. Can., Econ. Geol. Rept.* 26, pp. 517-533.

LEVORSEN, A. I. 1967. *Geology of Petroleum,* 2nd ed. W. H. Freeman, San Francisco, 724 pp.

LEWIS, B. A. G. 1976. Selenium in biological systems, and pathways for its volatilization in higher plants. *Environmental Biogeochemistry,* ed. J. O. Nriagir. Ann Arbor Science Publishers, Ann Arbor, Mich., p. 1.

LIAKOPOULOS, A. C. 1965a. Theoretical solution of the unsteady unsaturated flow problems in soils. *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* 10, pp. 5-39.

LIAKOPOULOS, A. C. 1965b. Variation of the permeability tensor ellipsoid in homogeneous anisotropic soils. *Water Resources Res.,* 1, pp. 135-141.

LINSLEY, R. K., M. A. KOHLER, and J. L. H. PAULHUS. 1975. *Hydrology for Engineers.* McGraw-Hill, New York.

LISSEY, A. 1967. The use of reducers to increase the sensitivity of piezometers. *J. Hydrol.,* 5, pp. 197-205.

LISSEY, A. 1968. Surficial mapping of groundwater flow systems with application to the Oak River Basin. Manitoba. Ph.D. thesis, University of Saskatchewan, 141 pp.

LOHMAN, S. W., ed. 1972. Definitions of selected groundwater terms-revisions and conceptual refinements. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 1988, 21 pp.

LONDE, P., G. VIGIER, and R. VORMERINGER. 1969. Stability of rock slopes-a three dimensional study. *J. Soil.Mech. Found. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 95 (SM1), pp. 235-262.

LOUIS, C. 1969. A study of groundwater flow in jointed rock and its influence on the stability of rock masses. *Imperial College, Rock Mech. Res. Rept. 10.*

LOVELL, R. E., L. DUCKSTEIN, and C. C. KISIEL. 1972. Use of subjective information in estimation of aquifer parameters. *Water Resources Res.,* 8, pp. 680-690.

LUMB, P. 1975. Slope failures in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.,* 8, pp. 31-65.

LUTHIN, J. N. 1953. An electrical resistance network for solving drainage problems. *Soil Sci.,* 75, pp. 259-274.

LUTHIN, J. N., and P. R. DAY. 1955. Lateral flow above a sloping water table. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.,* 18, pp. 406-410.

LUTHIN, J. N., and R. E. GASKELL. 1950. Numerical solutions for tile drainage of layered soils. *Trans. Amer. Geophys. Union.* 31, pp. 595-602.

LVOVITCH, M. I. 1970. World water balance: general report. *Proc. Symp. World Water Balance, Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* 2, pp. 401-415.

MAASLAND, M. 1957. Soil anisotropy and land drainage. *Drainage of Agricultural Lands,* ed. J. N. Luthin. American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 216-285.

MADDOCK, T. 1974. The operation of a stream-aquifer system under stochastic demands. *Water Resources Res.,* 10, pp. 1-10.

MALCOLM, R. L., and J. A. LEENHEER. 1973. The usefulness of organic carbon parameters in water quality investigations. *Inst. Environ. Sci. Proc., No. 19.* Anaheim, Calif. pp. 336-340.

MANTELL, C. L., ed. 1975. *Solid Wastes: Origin, Collection, Processing, and Disposal.* Wiley-Interscience, New York, 1127 pp.

MARCUS, H., and D. E. EVENSON. 1961. Directional permeability in anisotropic porous media. *Water Resources Center Contrib. No. 31,* University of California, Berkeley.

MARINO, M. A. 1975a. Artificial groundwater recharge: I. Circular recharging area. *J. Hydrol.,* 25, pp. 201-208.

MARINO, M. A. 1975b. Artificial groundwater recharge: II. Rectangular recharging area. *J. Hydrol.,* 26. pp. 29-37.

MASCH, F. D., and K. J. DENNY. 1966. Grain-size distribution and its effect on the permeability of unconsolidated sands. *Water Resources Res.,* 2, pp. 665-677.

MATTHESS, G. 1974. Heavy metals as trace constituents in natural and polluted groundwaters. *Geol. Mijnbouw,* 53, pp. 149-155.

MATHEWS, W. H., and J. R. MACKAY. 1960. Deformation of soils by glacier ice and the influence of pore pressure and permafrost. *Roy. Soc. Can. Trans.,* 54, ser. 3, sec. 4, pp. 27-36.

MAWSON, C. A., and A. E. RUSSELL. 1971. Canadian experience with a national waste management facility. *Management of Low- and Intermediate-Level Radioactive Wastes, IAEC, Vienna,* pp. 183-194.

MAXEY, G. B. 1964. Hydrogeology. *Handbook of Applied Hydrology,* ed. V. T. Chow. McGraw-Hill, New York, pp. 4.1-4.38.

MAXWELL, J. C. 1964. Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.,* 48, pp. 697-709,

MAZOR, E. 1972. Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters: Jordan Rift Valley, Israel. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 36, pp. 1321- 1336.

McBRIDE, M. S., and H. O. PFANNKUCH. 1975. The distribution of seepage within lakebeds. *U.S. Geol. Surf. J. Res.,* 3. no. 5, pp. 505-512.

McCARTY, P. L. 1965. Thermodynamics of biological synthesis and growth. *Advances in Water Pollution Research,* ed. J. K. Baars, Pergamon Press, New York, pp. 169-187.

McCRACKEN, D. D., and W. S. DORN. 1964. *Numerical Methods and Fortran Programming with Applications in Engineering and Science.* John Wiley & Sons, New York.

McDONALD, H. R., and D. WANTLAND. 1961. Geophysical procedures in ground water study. *Trans. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 126, pp. 122-135.

McGARY, L. M., and T. W. LAMBERT. 1962. Reconnaissance of groundwater resources of the Jackson Purchase region, Kentucky. *U.S. Geol. Surf. Hydrol. Atlas* 13.

McGINNIS, L. D. 1968. Glaciation as a possible cause of mineral deposition. *Econ. Geol.,* 63, pp. 390-400.

McGUINNESS, C. L. 1963. The role of groundwater in the National Water Situation. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1800.*

McKEE, J. E. 1956. Oily substances and their effects on the beneficial uses of water. *State Water Pollution Control Board Publ. 16,* Sacramento, Calif.

McKEE, J. E., F. B. LAVERLY, and R. M. HERTEL. 1972. Gasoline in groundwater. *J. Water Pollution Control Fed.,* 44, pp. 293-302.

McKELVEY, J. G., and I. H. MILNE. 1962. The flow of salt through compacted clay. *Clay and Clay Minerals,* 9, pp. 248-259.

MCWHORTER, D. B. 1971. Infiltration affected by flow of air. *Colorado State Univ. Hydrol. Paper* 49, Fort Collins, Colo.

MEINZER, O. E. 1923. The occurrence of groundwater in the United States, with a discussion of principles. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 489.

MEINZER, O. E. 1927. Plants as indicators of groundwater. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 577, 91 pp.

MERCER, J. W., G. F. PINDER, and I. G. DONALDSON. 1975. A Galerkin finite element analysis of the hydrothermal system at Wairakei, New Zealand. *J. Geophys. Res.* 80. pp. 2608-2621.

MEYBOOM, P. 1961. Estimating groundwater recharge from stream hydrographs. *J. Geophys. Res.,* 66, pp. 1203-1214.

MEYBOOM, P. 1964. Three observations on stream-flow depletion by phreatophytes. *J. Hydrol.,* 2, pp.248-261.

MEYBOOM, P. 1966a. Groundwater studies in the Assiniboine River Drainage Basin: I. The evaluation of a flow system in south-central Saskatchewan. *Geol. Surv. Can., Bull.* 139, 65 pp.

MEYBOOM, P. 1966b. Unsteady groundwater flow near a willow ring in hummocky moraine. *J. Hydrol.,* 4, pp. 38-62.

MEYBOOM, P. 1967. Groundwater studies in the Assiniboine River Drainage Basin: II. Hydrologic characteristics of phreatophytic vegetation in south-central Saskatchewan. *Geol. Surv. Can. Bull. 139,* 64 pp.

MEYBOOM, P. 1968. Hydrogeology: A decennial appraisal and forecast. *The Earth Sciences in Canada: A Centennial Appraisal and Forecast,* ed. E. R. W. Neale. Roy. Soc. Can. Spec. Publ. 11, pp. 203-221.

MILLER, D. W., F. A. DELUCA, and T. L. TESSIER. 1974. Groundwater contamination in the northeast states. *U.S. Environ. Protect. Agency Rept. EPA 660/2-74-056.*

MOENCH, A. F., and T. A. PRICKETT. 1972. Radial flow in an infinite aquifer undergoing conversion from artesian to water table conditions. *Water Resources Res.,* 8, pp. 494-499.

MOHSEN, M. F. N. 1975. Gas migration from sanitary landfills and associated problems. Unpublished Ph.D. thesis, University of Waterloo.

MOLLARD, J. D. 1973. *Landforms and Surface Materials of Canada: A Stereoscopic Airphoto Atlas and Glossary.* J. D. Mollard and Associates Ltd. Regina, Sask., Canada.

MOOK, W. G. 1972. Application of natural isotopes in ground water hydrology. *Geol. Mijnbouw,* 51.

MOORE, G. W., and G. NICHOLAS. 1964. *Speleology.* Heath, Boston.

MOORE, J. E., and L. A. WOOD. 1967. Data requirements and preliminary results of an analog-model evaluation-Arkansas River Valley in Eastern Colorado. *Ground Water, 5,* no. 1, pp. 20-23.

MORAN, R. E. 1976. Geochemistry of selenium in ground water near Golden, Jefferson County, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Abst., Ann. Meeting,* 8, no. 6, 1018 pp.

MORAN, S. R. 1971. Glaciotectonic structures in drift. *Till: A Symposium,* ed. R. P. Goldthwait. Ohio State University Press, Columbus, Ohio, pp. 127-248.

MORAN, S. R., J. A. CHERRY, and J. H. ULMER. 1976. An environmental assessment of a 250 MMSCFD dry ash Surgi coal gasification facility in Dunn Country, North Dakota. *Univ. North Dakota, Eng. Exp. Sta. Bull. 76-12-EES-01.*

MORAN, S. R., J. A, CHERRY, J. H. ULMER, and W. PETERSON. 1978a. Geology and subsurface hydrology of the Dunn Center Area, North Dakota. *North Dakota Geol. Surv. Rept. Invest.* 61.

MORAN, S. R., G. GROENEWOLD, and J. A. CHERRY. 1978b. Hydrogeologic and geochemical concepts and methods in overburden investigations for reclamation of mined land. *North Dakota Geol. Surv. Rept. Invest.* 62, 150 pp.

MOREY, G. W., R. O. FOURNIER, and J. J. ROWE. 1962. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25°C to 300°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 26, pp. 1029-1043.

MOREY, G. W., R. O. FOURNIER, and J. J. ROWE. 1964. The solubility of amorphous silica at 25°C. *J. Geophys. Res.,* 69, no. 10, pp. 1995-2002.

MORGAN, C. O. and M. D. WINNER, JR. 1962. Hydrochemical facies in the 400 foot and 600 foot sands of the Baton Rouge Area, Louisiana. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-B,* pp. B120-121.

MORGENSTERN, N. R., and V. E. PRICE. 1965. The analysis of the stabiliiy of general slip surfaces. *Geotechnique.* 15. pp. 79-93.

MUNNICH, K. O. 1957. Messung des ^{14}C-Gehaltes von hartem Groundwasser. *Naturwissenshaften,* 44, p. 32.

MURRAY, C. R. 1973. Water use, consumption, and outlook in the U.S. in 1970. *J. Amer. Water Works Assoc.,* 65. pp. 302-308.

MURRAY, C. R., and E. B. REEVES. 1972. Estimated use of water in the United States in 1970. *U.S. Geol. Surv.* Circ. 676.

NACE, R. L., ed. 1971. Scientific framework of world water balance. *UNESCO Tech. Papers Hydrol.,* 7, 27 pp.

NARASIMHAN, T. N. 1975. A unified numerical model for saturated-unsaturated groundwater flow. Ph.D. dissertation, University of California, Berkeley.

NELSON, R. W. 1968. In place determination of permeability distribution for heterogeneous porous media through analysis of energy dissipation. *Soc. Petrol. Engrs. J.,* 8, pp. 33-42.

NEUMAN, S. P. 1972. Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. *Water Resources Res.,* 8, pp. 1031-1045.

NEUMAN, S. P. 1973a. Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple-objective decision process under uncertainty. *Water Resources Res.,* 9, pp. 1006-1021.

NEUMAN, S. P. 1973b. Supplementary comments on theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. *Water Resources Res.,* 9, pp. 1102-1103.

NEUMAN, S. P. 1974. Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Res.,* 10, pp. 303-312.

NEUMAN, S. P. 1975a. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Res.,* 11, pp. 329-342.

NEUMAN, S. P. 1975b. Role of subjective value judgement in parameter identification. *Modeling and Simulation of Water Resources Systems,* ed. G. C. Vansteenkiste. North-Holland, Amsterdam, pp. 59-82.

NEUMAN, S. P., and P. A. WITHERSPOON. 1969a. Theory of flow in a confined two-aquifer system. *Water Resources Res.,* 5, pp. 803-816.

NEUMAN, S. P., and P. A. WITHERSPOON. 1969b. Applicability of current theories of flow in leaky aquifers. *Water Resources Res.,* 5, pp. 817-829.

NEUMAN, S. P., and P. A. WITHERSPOON. 1972. Field determination of the hydraulic properties of leaky multiple-aquifer systems. *Water Resources Res.,* 8, pp. 1284-1298.

NEWBURY, R. W., J. A. CHERRY, and R. A. COX. 1969. Groundwater-streamflow systems in Wilson Creek Experimental Watershed. *Can. J. Earth Sci.,* 6, pp. 613-623.

NIGHTINGALE, H. I. 1970. Statistical evaluation of salinity and nitrate content and trends beneath urban and agricultural areas. *Ground Water.* 8, no. 1, pp. 22-28.

NOBLE, E. A. 1963. Formation of ore deposits by water of compaction. *Econ. Geol.* 58, pp. 1145-1156.

NORTON, D., and J. KNIGHT. 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *Amer. J. Sci., 277,* pp. 937-981.

OGATA, A. 1970. Theory of dispersion in a granular medium. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 411-I.*

OGATA, A., and R. B, BANKS. 1961. A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 411-A.*

OLSEN, H. W. 1969. Simultaneous fluxes of liquid and charge in saturated kaolinite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 33, pp. 334-338.

ONISHI, H., and E. B. SANDELL. 1955. Geochemistry of arsenic. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 7, pp. 1-33.

OPPENHEIMER, C. H. 1963. Editor's Preface. *Introduction to Geological Microbiology,* by S. V. Kuznetsov, M. V. Ivanov, and N. N. Lyalikova. McGraw-Hill, New York, 251 pp.

OREGON STATE UNIVERSITY. 1974. Disposal of environmentally hazardous wastes. *Task Force Rept. Environ. Health Sci. Center Oregon State Univ.*

PACES, T. 1973. Steady-state kinetics and equilibrium between ground water and granitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 37, pp. 2641-2663.

PACES, T. 1976. Kinetics of natural water systems. *Proc. Symp. Interpretation of Environmental Isotopes and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology, Intern. Atomic Energy Agency Spec. Publ.,* Vienna.

PALCIAUSKAS, V. V., and P. A. DOMENICO. 1976. Solution chemistry, mass transfer, and the approach to chemical equilibrium in porous carbonate rocks and sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 87, pp.207-214.

PAPADOPOULOS, I. S., J. D. BREDEHOEFT, and H. H. COOPER. 1973. On the analysis of slug test data. *Water Resources Res.,* 9, pp. 1087-1089.

PARIZEK, R. R. 1969. Glacial ice-contact rings and ridges. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 123, INQUA volume.

PARIZEK, R, R., and L. J. DREW. 1966. Random drilling for water in carbonate rocks. *Proc. Symp. Short Course Computers Operations Res. Mineral Ind. Exp. Sta.,* Vol. 3. Pennsylvania State University. University Park, Pa., pp. 1-22.

PARK, C. F., Jr., and R. A. MacDIARMID. 1975. *Ore Deposits,* 3rd ed. W. H. Freeman. San Francisco, 529 pp.

PARKER, G. G., and V. T. STRINGFIELD. 1950. Effects of earthquakes, trains, tides, winds, and atmospheric pressure changes on water in the geologic formations of southern Florida. *Econ. Geol.,* 45, pp.441-460.

PARKS, G. A. 1967. Aqueous surface chemistry of oxides and complex oxide minerals. *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems.* American Chemical Society. Washington. D.C., pp. 121-160.

PARSONS, M. L. 1970. Groundwater thermal regime in a glacial complex. *Water Resources Res.,* 6, pp. 1701-1720.

PATTEN, E. P. 1965. Design, construction and use of electric analog model. *Analog Model Study of Groundwater in Houston District,* by L. A. Wood and R. K. Gabrysch. *Texas Water Comm. Bull. 6508.*

PATTEN, E. P., and G. D. BENNETT. 1963. Application of electrical and radioactive well logging to ground-water hydrology. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1544-D.*

PATTON, F. D., and D. U. DEERE. 1971. Geologic factors controlling slope stability in open pit mines. *Stability in Open Pit Mining.* ed. C. O. Brawner and V. Milligan. American Institute of Mining Engineers, New York. pp. 23-48.

PATTON, F. D., and A. J. HENDRON. Jr. 1974. General report on mass movements. *Proc. 2nd Intern. Congr., Intern. Assoc. Eng. Geol.,* Sao Paulo, Brazil. 2, pp. V-GR.1-V-GR.57.

PAULING, L., and P. PAULING. 1975. *Chemistry.* W. H. Freeman, San Francisco, 767 pp.

PAYNE, B. R. 1972. Isotope hydrology. *Adv. Hydrosci.,* 8, pp. 95-138.

PEARSON, F. J. Jr., and I. FRIEDMAN. 1970. Sources of dissolved carbonate in an aquifer free of carbonate minerals. *Water Resources Res.,* 6, pp. 1775-1781.

PEARSON, F. J. Jr., and B. B. HANSHAW. 1970. Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating. *Isotope Hydrology.* International Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 271-286.

PEARSON, F. J., Jr., and D. E. WHITE. 1967. Carbon-14 ages and flow rates of water in Carrizo sand, Atascosa County, Texas. *Water Resources Res.,* 3, pp. 251-261.

PECK, A. J. 1960. The water table as affected by atmospheric pressure. J. *Geophys. Res.,* 65, pp. 2383-2388.

PECKHAM, A. E., and W. G. BELTEK. 1962. Considerations for selection and operation of radioactive burial sites. *2nd Ground Disposal Radioactive Wastes Conf., USAEC Rept. TED-7668, Book* 2, *Chalk River, Canada.* pp. 428-436.

PELTON, W. L., K. M. KING. and C. B. TANNER. 1960. An evaluation of the Thornthwaite and mean temperature methods for determining potential evapotranspiration. *Agronomy, J.,* 52, pp. 387-395.

PENMAN, H. L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. Lond.,* A193, pp. 120-145.

PERCIOUS, D. J. 1969. Aquifer dispersivity by recharge-discharge of a fluorescent dye tracer through a single well. Unpublished M.Sc. thesis. University of Arizona.

PERKINS, T. K., and O. C. JOHNSTON. 1963. A review of diffusion and dispersion in porous media. J. *Soc. Petrol. Eng.,* 3, pp. 70-83.

PERLMUTTER, N. M., MUEBER. and H. L. FRAUENTHAL. 1964. Contamination of ground water by detergents in a suburban environment-south Farmingdale area, Long Island, New York. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 501-C,* pp. 170-175.

PETERSON, R. 1954. Studies of the Bearspaw Shale at a damsite. *Proc. Amer. Soc. Civil Engrs., Soil Mech. Found. Div.,* Vol. 80, No. 476.

PETROVIC, R., R. A. BERNER, and M. B. GOLDHABER. 1976. Rate control in dissolution of alkali feldspars: 1. Study of residual feldspar grains by x-ray photoelectron microscopy. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 40, pp. 537-548.

PFERD, J. W., R. H. FAKUNDINY, and J. F. DAVIS. 1977. Geology and integrity of low-level waste burial techniques at West Valley, New York. *Symp. Management Low-Level Radioactive Waste, Atlanta, Ga.*

PHILIP, J. R. 1957a. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.,* 83, pp. 345-357.

PHILIP, J. R. 1957b. The theory of infiltration: 2. The profile at infinity. *Soil Sci.,* 83, pp. 435-448.

PHILIP, J. R. 1957c. The theory of infiltration: 3. Moisture profiles and relation to experiment. *Soil Sci.,* 84, pp. 163-178.

PHILIP, J. R. 1957d. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.,* 84, pp. 257-264.

PHILIP, J. R. 1957e. The theory of infiltration: 5. The influence of the initial moisture content. *Soil Sci.,* 84, pp. 329-339.

PHILIP, J. R. 1957f. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteor.,* 14, pp. 354-366.

PHILIP, J. R. 1958a. The theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.,* 85, pp. 278-286.

PHILIP, J. R. 1958b. The theory of infiltration: 7. *Soil Sci.,* 85, pp. 333-337.

PHILIP, J. R., and D. A. de VRIES. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Amer. Geophys. Union,* 38, pp. 222-232.

PICKENS, J. F., and W. C. LENNOX. 1976. Numerical simulation of waste movement in steady groundwater flow systems. *Water Resources Res.,* 12, no. 2, pp, 171-180.

PICKENS, J. F., J. A. CHERRY, G. E. GRISAK, W. F. MERRITT, and B. RISTO. In press. A multilevel device for water sampling and piezometric monitoring in cohesionless deposits. *Ground Water.*

PIERSOL, R. J., L. E. WORKMAN, and M. C. WATSON. 1940. Porosity, total liquid saturation, and permeability of Illinois oil sands. *Illinois Geol. Surv. Rept. Invest.* 67.

PINDER, G. F. 1973. A Galerkin-finite element simulation of groundwater contamination on Long Island, N.Y. *Water Resources Res.,* 9, no. 6, pp. 1657-1669.

PINDER, G. F., and J. D. BREDEHOEFT. 1968. Application of the digital computer for aquifer evaluation. *Water Resources Res.,* 4, pp. 1069-1093.

PINDER, G. F., and H. H. COOPER, Jr. 1970. A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front. *Water Resources Res.,* 6, pp. 875-882.

PINDER, G. F., and E. O. FRIND. 1972. Application of Galerkins procedure to aquifer analysis. *Water Resources Res.,* 8, pp. 108-120.

PINDER, G. F., and W. G. GRAY. 1977. *Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology.* Academic Press, New York, 295 pp.

PINDER, G. F., and J. F. JONES. 1969. Determination of ground-water component of peak discharge from chemistry of total runoff. *Water Resources Res.,* 5, pp. 438-445.

PINDER, G. F., and S. P. SAUER. 1971. Numerical simulation of flood-wave modification due to bank storage effects. *Water Resources Res.,* 7, pp. 63-70.

PIPER, A. M. 1960, Interpretation and current status of ground-water rights. *U.S. Geol. Surv. Circ.* 432. PIPER, A. M. 1970. Disposal of liquid wastes by injection underground-neither myth nor millennium. *U.S. Geol. Surv. Circ.* 631.

PIPER, A. M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretalion of water analyses. *Trans. Amer. Geophys. Union,* 25, pp. 914-923.

PIRSON, S. J. 1958. *Oil Reservoir Engineering.* McGraw-Hill, New York.

PIRSON, S. J. 1963. *Handbook of Well Log Analysisfor Oil and Gas Formation Evaluation.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.

PITEAU, D. R., and F, L. PECKOVER. In press. Rock slope engineering. *Landslides: Analysis and Control,* ed. R. Schuster and R. Krizek. Transportation Research Board, U.S. Department of Transportation.

POLAND, J. F. 1972. Subsidence and its control. *Underground Waste Management and Environmental Implications.* Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 18, pp. 5o-71.

POLAND, J. F., and G. H. DAVIS. 1969. Land subsidence due to withdrawal of fluids. *Geol. Soc. Amer. Rev. Eng. Geol.,* 2, pp. 187-269.

POLUBARINOVA-KOCHINA, P. Ya. 1962. *Theory of Groundwater Movement.* Princeton University Press, Princeton, N.J., 613 pp.

POURBAIX, M. J. N., J. VAN MUYLDER, and N. DE ZHOUBOV. 1963. *Atlas d'Equilibres Electrochémiques à 15°C.* Gauthier-Villars, Paris. (J. A. Franklin, trans., Pergamon Press, London, 1966.)

PRICKETT, T. A. 1965, Type curve solution to aquifer tests under water table conditions. *Ground Water,* 3, no. 3, pp. 5-14.

PRICKETT, T. A. 1975. Modeling techniques for groundwater evaluation. *Adv. Hydrosci.,* 10, pp. 1-143.

PRICKETT, T. A., and C. G. LONNOQUIST. 1968. Comparison between analog and digital simulation techniques for aquifer evaluation. *Proc. Symp. Use Analog Digital Computers Hydrol., Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ.* 81, pp. 625-634.

PRICKETT, T. A. and C. G. LONNQUIST. 1971. Selected digital computer techniques for groundwater resource evaluation. *Illinois State Water Surv. Bull.* 55, 62 pp.

RAGAN, R. M. 1968. An experimental investigation of partial-area contributions. *Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Gen. Assembly, Berne, Publ.* 76, pp. 241-249.

RAINWATER, F. H., and L. O. THATCHER. 1960. Methods for collection and analysis of water samples. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 1454, 301 pp.

RALEIGH, C. B., J. H. HEALY, and J, D. BREDEHOEFT. 1972. Faulting and crustal stress at Rangely Colorado. *Flow and Fracture of Rocks Monogr.* 16, American Geophysical Union, Washington, D.C. pp. 275-184.

RASMUSSEN, W. C., and G. E. ANDREASEN. 1959. Hydrologic budget of the Beaverdam Creek basin, Maryland. *U.S. Geol. Surv., Water-Supply Paper* 1471.

RAUCH, H. W., and W. B. WHITE. 1977. Dissolution kinetics of carbonate rocks: I. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resources Res.,* 13, no. 2, pp. 381-394.

REARDON, E. J., and P. FRITZ. 1978. Computer modelling of groundwater ^{13}C and ^{14}C, isotope compositions. *J. Hydrol.,* 36, pp. 201-124.

REDDELL, D. L., and D. K. SUNADA. 1970. Numerical simulation of dispersion in groundwater aquifers. *Hydrol. Paper No.* 41. Colorado State University, Fort Collins, 79 pp.

REEVE, R, C, 1965, Hydraulic head. *Methods in Soil Analysis, Part* I, ed. C. A. Black. American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 180-196.

REISENAUER, A. E. 1963. Methods for solving problems of multidimensional, partially-saturated steady flow in soils. *J. Geophys. Res.,* 68, pp. 5725-5733.

REMSON, I., C. A. APPEL, and R. A. WEBSTER. 1965. Ground-water models solved by digital computer. *J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 91 (HY3), pp. 133-147.

REMSON, I., G. M. HORNBERGER., and F. J. MOLZ. 1971. *Numerical Methods in Subsurface Hydrology.* Wiley-interscience, New York.

RENDER, F. W. 1970. Geohydrology of the metropolitan Winnipeg area as related to groundwater supply and Construction. *Canadian Geotech. J.,* 7. pp. 243-274.

RENDER, F. W. 1971. Electric analog and digital modeling of the upper carbonate aquifer in the metropolitan Winnipeg area. *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper* 9, pp. 311-320.

RENDER, F. W. 1972. Estimating the yield of the upper carbonate aquifer in the metropolitan Winnipeg area by means of a digital model. *Proc. 24th Intern. Geol. Congr.,* Sec. II, pp. 36-45.

RETTIE, J. R., and F. W. PATTERSON. 1963. Some foundation considerations at the Grand Rapids Hydroelectric Project. *Eng. J. Eng. Inst. Can.,* 46, no. 12, pp. 32-38.

RICH, J. L. 1921. Moving underground water as a primary cause of the migration and accumulation of oil and gas. *Econ. Geol.,* 16, pp. 347-371.

RICHARDS, L. A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics,* 1, pp.318-333.

RICHARDS, L. A. 1965. Physical condition of water in soil. *Methods of Soil Analysis, Part 1,* ed. C. A. Black. American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 128-152.

RICHARDS, S. J. 1965. Soil suction measurements with tensiometers. *Methods in Soil Analysis, Part I,* ed. C. A; Black, American Society of Agronomy, Madison, Wis., pp. 153-163.

RICHARDSON, R. M. 1962a. Northeastern burial ground studies. *2nd Ground Disposal Radioactive Waste Conf. USAEC Rept. TID-7628 Book* 2, *Chalk River, Can.,* pp. 460-461.

RICHARDSON, R. M. 1962b. Significance of climate in relation to the disposal of radioactive waste at shallow depth below ground. *Proc. on Retention and Migration of Radioactive Ions Through the Soil.* Commissariat à l'Energie Atomique, Institut National des Sciences et Techniques Nucléaires, Saclay, France, pp. 207-211.

RICHTMYER, R. D. 1957. *Difference Methods for Initial Value Problems.* Wiley-Interscience, New York.

RIFAI, M. N. E., W. J. KAUFMAN, and D. K. TODD. 1956. Dispersion phenomena in laminar flow through porous media. *Report No.3, I.E.R. Series 90, Sanitary Eng. Res. Lab., Univ. Calif., Berkeley.*

RILEY, F. S. 1969. Analysis of borehole extensometer data from central California. *Proc. Tokyo Symp. Land Subsidence, Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* 2, pp. 423-411.

ROBECK, G. G. 1969. Microbial problems in groundwater. *Ground Water,* 7, pp. 33-35.

ROBERTSON, J. B. 1974. Digital modeling of radioactive and chemical waste transport in the Snake River Plain aquifer at the National Reactor Testing Station, Idaho. *U.S. Geol. Surv., Water Resources Div., IDO-22054,* Idaho Falls, Idaho.

ROBERTSON, J. M., C. R. TOUSSAINT, and M. A. JORQUE. 1974. Organic compounds entering ground water from a landfill. *Environ. Protect. Technol. Ser. EPA 660/2-74-077.*

ROBINSON, R. A., and R. H. STOKES. 1965. *Electrolyte Solutions,* 2nd ed. Butterworth, London.

ROBINSON, T. W. 1958. Phreatophytes. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1423,* 84 pp.

ROBINSON, T. W. 1964. Phreatophyte research in the western States, March 1959 to July 1964. *U.S. Geol. Surv. Circ.* 495.

ROSE, H. E. 1945. An investigation into the laws of flow of fluids through beds of granular material. *Proc. Inst. Mech. Engrs.,* 153, pp. 141-148.

ROSSINI, F. D., D. D. WAGMAN, W. H. EVANS. S. LEVINE, and I. JAFFE. 1952. *Selected values of chemical thermodynamics properties.* U.S. Nat. Bur. Standards Circ. 500, 1268 pp.

ROUTSON, R. C., and R. J. SERNE. 1972. Experimental support studies for the percol and transport models. *Barrelle, Pacific Northwest Laboratories BNWL-17I9,* Richland, Wash.

ROVERS, F. A., and G. T. FARQUHAR. 1974. Evaluating contaminant attenuation in the soil to improve landfill selection and design. *Proc. Intern. Conf. Land for Waste Management. Ottawa, Can.*

ROWE, P. W. 1972. The relevance of soil fabric to site investigation practice. *Geotechnique,* 22, pp. 195-300.

RUBIN, J. 1968. Theoretical analysis of two-dimensional transient flow of water in unsaturated and partly unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 32, pp. 607-615.

RUBIN, J., and R. STEINHARDT. 1963. Soil water relations during rain infiltration: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 27, pp. 246-251.

RUBIN, J., R. STEINHARDT, and P. REINIGER. 1964. Soil water relations during rain infiltration: II. Moisture content profiles during rains of low intensities. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 28, pp. 1-5.

RUNNELS, D. D. 1969. Diagenesis, chemical sediments and the mixing of waters. *J. Sedimentary Petrol.,* 39, pp. 1188-1101.

SAGAR, B., S. YAKOWITZ. and L. DUCKSTEIN. 1975. A direct method for the identification of the parameters of dynamic nonhomogeneous aquifers. *Water Resources Res.,* II, pp. 563-570.

SALITERNIK, C. 1972. Groundwater pollution by nitrogen compounds. *6th Intern. Conf. Water Pollution Res., Jerusalem.*

SCALF, M. R. 1977. Groundwater pollution problems in the southwestern United States. *U.S. Environ. Protect. Agency, Rept. 600/3-77-012.*

SCALF, M. R., J. W. KEELEY, and C. J. LAFEVERS. 1973. Groundwater pollution in the south central States. *U.S. Environ. Protect. Agency Rept. EPA-122-73-268,* June.

SCHEIDEGGER, A. 1960. *Physics 0f Flow Through Porous Media.* University of Toronto Press, Toronto, Canada.

SCHICHT, R. J., and W. C. WALTON. 1961. Hydrologic budgets for three small watersheds in Illinois. *Illinois State Water Surf. Rept. Invest. 40.*

SCHIFFMAN, R. L., A. T. F. CHEN, and J. C. JORDAN. 1969. An analysis of consolidation theories. *J. Soil Mech. Found. Div., Amer. Soc. Civil Engrs.,* 95 (SM1), pp. 285-312.

SCHNEIDER, R. 1962. An application of thermometry to the study of groundwater. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1544-B,* 16 pp.

SCHOELLER, H. 1955. Geochimie des eaux souterraines. *Rev. Inst. Franc. Petrole, Paris,* 10, no. 3, pp. 181-213, and 10, no. 4, pp. 219-246.

SCHOELLER, H. 1959. Arid zone hydrology recent developments. *UNESCO Rev., Reicardi,* 12.

SCHOELLER, H. 1962. *Les Eaux souterraines.* Mason et Cie, Paris.

SCHOLZ, C. H., L. R. SYKES, and Y. P. AGGARWAL. 1973. Earthquake prediction: a physical basis. *Science,* 181, pp. 803-810.

SCHUSTER, R., and R. KRIZEK. eds. In press. *Landslides: Analysis and Control.* Transportation Research Board, U.S. Department of Transportation.

SCHWARTZ, F. W. 1974. The origin of chemical variations in groundwaters from a small watershed in southwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.,* 11, no. 7. pp. 893-904.

SCHWARTZ, F. W. 1975. On radioactive waste management: an analysis of the parameters controlling subsurface contaminant transfer. *J. Hydrol.,* 27, pp. 51-71.

SCHWILLE, F. 1967. Petroleum contamination of the subsoil-a hydrological problem. *The Joint Problems of the Oil and Water lndustries.* ed, Peter Hepple. Elsevier, Amsterdam, pp. 23-53.

SCOTT, J. S., and F. W. RENDER. 1964. Effect of an Alaskan earthquake on water levels in wells at Winnipeg and Ottawa, Canada. *J. Hydrol.,* 2, pp. 262-268.

SCOTT, R. F. 1963. *Principles of Soil Mechanics.* Addison-Wesley, Reading, Mass.

SEADER, P. R. 1962. Cation hydrochemical facies of groundwater in the Englishtown Formation, New Jersey. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-B,* pp. B124-B126.

SEABURN, G. E. 1970. Preliminary results of hydrologic studies at two recharge basins on Long Island, New York. *U.S. Geol. Surf. Prof. Paper 627-C,* 17 pp.

SEIDELL, A. 1958. *Solubilities.* 1, 4th ed. American Chemical Society, D. van Nostrand Co., Princeton, N.J.

SEGOL, G., and G. F. PINDER. 1976. Transient simulation of saltwater intrusion in southeastern Florida. *Water Resources Res.,* 11. pp. 65-70.

SHACKELFORD, W. M., and L. H. KEITH. 1976. Frequency of organic compounds identified in water. Analytical Chemistry Branch, Environmental Research Laboratory, Athens, Ga.

SHARP, J. C. In press. Groundwater. *Pit Slope Design Manual.* Canada Department of Energy Mines and Resources.

SHARP, J. C., and Y. N. T. MAINI. 1971. Fundamental considerations on the hydraulic characteristics of joints in rock. *Percolation Through Fissured Rock.* edited by W. Wittke. International Society of Rock Mechanics, Stuttgart.

SHARP, J. C., Y. N. T. MAINI, and T. R. HUPER. 1972. Influence of groundwater on the stability of rock masses: I. Hydraulics within rock masses. *Trans. Inst. Min. and Met. Lond.,* 81, pp. A13-A20.

SHAW, F. S., and R. V. SOUTHWELL. 1941. Relaxation methods applied to engineering problems: VII. Problems relating to the percolation of fluids through porous materials. *Proc. Roy. Soc. Lond.,* AI78, pp. 1-17.

SHERARD, J. L., R. J. WOODWARD, S. F. GIZIENSKI, and W. A. CLEVENGER. 1963. *Earth and Earth-Rock Dams.* John Wiley & Sons, New York.

SHTERNINA, E. B. 1960. Solubility of gypsum in aqueous solutions of salts. *Intern. Geol. Rev.,* I, pp. 605-616.

SHTERNINA, E. B., and E. V. FROLOVA. 1945. Solubility of the system CaCO3-$CaSO_4$-NaCl-CO_2- H_2O at 25°C. *Compt. Rend. (Doklady) Acad. Sci. URSS,* 47, no. 1, pp. 33-35.

SILLEN, L. G., and A. E. MARTELL. 1964. *Stability Constants of Metal Ion Complexes.* Chem. Soc. Lond. Spec. Publ. 17.

SILLEN, L. G. and A. E. MARTELL. 1971. *Stability constants of metal ion complexes (Supplement).* Chem. Soc. Lond. Spec. Publ. 25.

SIMPSON, F. 1976. Deep well injection of fluid industrial wastes in Canada. *Proc. 15th Ann. Conf., Ontario Petrol. Inst.*

SINGH, K. P. 1969. Theoretical baseflow curves. *J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 95 (HY6), pp. 2029-2048.

SKEMPTON, A. W. 1961. Effective stress in soils, concrete and rocks. *Conference on Pore Pressures and Suction in Soils.* Butterworth, London. pp. 4-16.

SKIBITZKE, H. E., and G. M. ROBERTSON. 1963. Dispersion in groundwater flowing through heterogeneous materials. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 386-B.*

SKINNER, B. J., and P. B. BARTON, Jr. 1973. Genesis of mineral deposits. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci., I,* pp. 183-211.

SKLASH, M. G. 1978. Isotope studies of runoff from small headwater basins. Ph.D. thesis, University of Waterloo, Ontario.

SKLASH, M. G., R. N. FARVOLDEN, and P. FRITZ. 1976. A conceptual model of watershed response to rainfall developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer. *Can. J. Earth Sci.,* 13, pp. 271-283.

SMITH, R. E., and D. A. WOOLHISER. 1971. Overland flow on an infiltrating surface. *Water Resources Res.,* 7, pp. 899-913.

SNOW, D. T. 1968. Rock fracture spacings, openings, and porosities. *J. Soil Mech. Found. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 94, pp. 73-91.

SNOW, D. T. 1969. Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Res.,* 5, pp.1273-1289.

SPALDING, R. F., J. R. GORMLY, B. H. CURTIS. and M. E. EXNER. 1978. Nonpoint nitrate contamination of groundwater in Merrick County, Nebraska. *Ground Water,* 16, pp. 86-95.

SPIEKER, A. M. 1968. Effect of increased pumping of groundwater in the Fairfield-New Baltimore area, Ohio-a prediction by analog-model study. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 605-C.*

STALLMAN, R. W. 1956. Use of numerical methods for analyzing data on groundwater levels. *Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. 41,* pp. 227-231.

STALLMAN, R. W. 1963. Computation of groundwater velocity from temperature data. *Methods of Collecting and Interpreting Groundwater Data,* ed. R. Bentall, *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1544-H,* pp. H36-H46.

STALLMAN, R, W. 1964. Multiphase fluids in porous media-a review of theories pertinent to hydrologic studies. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 411 E.*

STALLMAN, R. W. 1971. Aquifer-test design, observation and data analysis. *Techniques of Water Resources Investigations of the U.S. Geological Survey.* Chap. B1. Government Printing Office, Washington, D.C.

STEPHENSON, D. A. 1971. Groundwater flow system analysis in lake environments, with management and planning implications. *Water Resources Bull.,* 7. pp. 1038-1047.

STEPHENSON, G. R., and R. A. FREEZE. 1974. Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt runoff. Reynolds Creek Watershed, Idaho. *Water Resources Res.,* 10. pp. 284-294.

STREETER, V. L. 1962. *Fluid Mechanics,* 3rd ed. McGraw-Hill. New York.

STRELTSOVA, T. D. 1972. Unsteady radial flow in an unconfined aquifer. *Water Resources Res.,* 8. pp. 1059-1066.

STUART, W. T., E. A. BROWN. and E. C. RHODEHAMEL. 1954. Groundwater investigations of the Marquette iron-mining district. *Michigan. Geol. Surv. Div. Tech. Rept.3.*

STUMM, W., and J. J. MORGAN. 1970. *Aquatic Chemistry.* John Wiley & Sons. New York. 583 pp.

SUAREZ, D. L. 1974. Heavy metals in waters and soil associated with several Pennsylvania landfills. Unpublished Ph,D. thesis, The Pennsylvania State University. 222 pp.

SUGISAKI, R. 1959. Measurement of effective flow velocity of groundwater by means of dissolved gases. *Amer. J. Sci.,* 259, pp. 144-153.

SUGISAKI, R. 1961. Geochemical study of ground water. *Nagoya Univ. J. Earth Sci.,* 10, no. I, pp. 1-33.

SUMMERS, W. K. 1972. Specific capacities of wells in crystalline rocks. *Ground Water.* 10. no. 6. pp. 37-47.

SUMMERS, W. K., and Z. SPIEGAL. 1974. *Groundwater Pollution: A Bibliography.* Ann Arbor Science Publishers, Ann Arbor. Mich.

SUTCLIFFE, R. C, 1970. World water balance: a geophysical problem. *Proc. Symp. World Water Balance, Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* 1. pp. 19-24.

SWARTZENDRUBER, D. 1962. Non-Darcy flow behaviour in liquid-saturated porous media. *J. Geophys. Res.,* 67. pp. 5205-5213.

SWEET, B. H., and R. D. ELLENDER. 1972. Electroosmosis: a new technique for concentrating viruses from water. *Water Res.,* 6. pp. 775-779.

TARDY, Y. 1971. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chem. Geol.*, 7. pp. 253-271.

TAYLOR, G. S., and J. N. LUTHIN. 1969. Computer methods for transient analysis of water table aquifers. *Water Resources Res.,* 5. pp. 144-152.

TAYLOR, S. A., and J. W. CARY. 1964. Linear equations for the simultaneous flow of matter and energy in a continuous soil system. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.,* 28, pp. 167-172.

TERZAGHI, K. 1925. *Erdbaumechanic auf Bodenphysikalischer Grundlage.* Franz Deuticke, Vienna.

TERZAGHI, K. 1950. Mechanism of landslides. *Berkey Volume: Application of Geology to Engineering Practice.* Geological Society of America. New York. pp. 83-123.

TERZAGHI, K., and R. B. PECK. 1967. *Soil Mechanics in Engineering Practice.* 2nd ed. John Wiley & Sons, New York.

THEIS, C. V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Trans. Amer. Geophys. Union,* 2, pp. 519-524.

THOMAS, H. E. 1951. *The Conservation of Ground Water.* McGraw-Hill, New York.

THOMAS, H. E. 1958. Hydrology vs. water allocation in the eastern United States. *The Law of Water Allocation in the Eastern United States.* Ronald Press. New York.

THOMPSON, G. M., J. M. HAYES. and S. N. DAVIS. 1974. Fluorocarbon tracers in hydrology. *Geophys. Res. Letters.* 1, pp. 377-380.

THOMPSON, T. F. 1966. San Jacinto Tunnel. *Engineering Geology in Southern California,* Assoc. Eng. Geol. Spec. Publ., pp. 104-107.

THORNTHWAITE, C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geog. Rev.,* 38, pp. 55-94.

THRAIKILL, J. 1968. Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 79, pp. 19-46.

TODD, D. K. 1955. Ground-water in relation to a flooding stream. *Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 81, pp. 1-20, separate 628.

TODD, D. K. 1959. *Ground Water Hydrology.* John Wiley & Sons, New York.

TODD, D. K., and D. E. O. McNULTY. 1976. *Polluted Groundwater.* Water Information Center, Port Washington, N.Y.

TOLMAN, C. F. 1937. *Groundwater.* McGraw-Hill, New York.

TÓTH, J. 1962. A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta. *J. Geophys. Res.,* 67, pp. 4375-4387.

TÓTH, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.,* 68, pp. 4795-4812.

TÓTH, J. 1966. Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaissance in a prairie environment, Alberta Canada. *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* II, no. 2, pp. 1-49.

TÓTH, J. 1968. A hydrogeological study of the Three Hills area, Alberta. *Research Council of Alberta, Geol. Div., Bull.* 24.

TÓTH, J. 1970. Relation between electric analogue patterns of groundwater flow and accumulation of hydrocarbons. *Can. J. Earth Sci.,* 7, pp. 988-1007.

TRAINER, F. W., and R. C. HEATH. 1976. Bicarbonate content of groundwater in carbonate rock in eastern North America. *J. Hydrol.,* 31, pp. 37-55.

TREFZGER, R. E. 1966. Tecolote tunnel. *Engineering Geology in Southern California.* Assoc. Eng. Geol. Spec. Publ., pp. 108-113.

TRESCOTT, P. C., G. F. PINDER, and S. P. LARSON. 1976. Finite-difference model for aquifer simulation in two-dimensions with results of numerical experiments. *Techniques of Water Resources Investigations of the U.S. Geol. Surv.,* Book 7, Chap. CI, 116 pp.

TRUESDELL, A. H., and B. F. JONES. 1974. WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *U.S. Geol. Surv. J. Res.,* 2, pp. 233-248.

TURK, L. J. 1975. Diurnal fluctuations of water tables induced by atmospheric pressure changes. *J. Hydrol.,* 26, pp. 1-16.

U. S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. 1973a. *Manual of Individual Water Supply Systems.* Report EPA-430j9-74-007, 155 pp.

U. S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. 1973b. *Water Quality Criteria 1972.* EPA R3 73033. Government Printing Office, Washington, D.C.

U. S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. 1974a. *Land Application of Sewage Effluents and Sludges: Selected Abstracts.* Government Printing Office, Washington, D.C.

U. S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. 1974b. *Methods for Chemical Analysis of Water and Wastes.* Office of Technology Transfer, Washington, D.C., pp. 105-106.

U. S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. 1975. Water programs: national interim primary drinking water regulations. *Federal Register,* 40, no. 248.

U. S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. 1976. *Manual of Water Well Construction Practices.* Report EPA-570/9-75-001, 156 pp.

U. S. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY. 1977. The report to Congress: waste disposal practices and their effects on ground water. USEPA Office of Water Supply, Office of Solid Waste Management Programs.

VAN BAVEL, C. H. M. 1966. Potential evapotranspiration: the combination concept and its experimental verification. *Water Resources Res.,* 2, pp. 455-467.

VAN DAM, J. 1967. The migration of hydrocarbons in a water bearing stratum. *The Joint Problems of the Oil and Water Industries,* ed. Peter Hepple. Institute of Petroleum, London.

VAN EVERDINGEN, R. O. 1968a. The influence of the South Saskatchewan Reservoir on the local groundwater regime-a prognosis. *Geol. Surv. Can. Paper* 65-39.

VAN EVERDINGEN, R. O. 1968b. Studies of formation waters in Western Canada: geochemistry and hydrodynamics. *Can. J. Earth Sci.,* 5, pp. 523-543.

VAN EVERDINGEN, R. O. 1968c. Mobility of main ion species in reverse osmosis and the modification of subsurface brines. *Canadian J. Earth Sci.,* 5, pp. 1253-1260.

VAN EVERDINGEN, R. O. 1976. Geocryological terminology. *Can. J. Earth Sci.,* 13, no. 6, pp. 862-867.

VAN EVERDINGEN, R. 0., and R. A. FREEZE. 1971. Subsurface disposal of waste in Canada. *Inland Waters Branch Tech. Rept.* Department of Environment, Canada.

VAN GROSSE, A. V., W. M. JOHNSTON, R. L. WOLFGANG, and W. F. LIBBY. 1951. Tritium in nature. *Science,* 113, pp. 1-2.

VAN OLPHEN, H. 1963. *An Introduction to Colloid Chemistry.* Wiley-Interscience, New York. 301 pp.

VANSELOW, A. P. 1932. Equilibria of the base-exchange reactions of bentonites, permutites, soil-colloids and zeolites. *Soil Sci.,* 33, pp. 95-113.

VAN VOAST, W. A., and R. B. HEDGES. 1975. Hydrogeologic aspects of existing and proposed strip coal mines near Decker, Southeastern Montana. *Montana Bur. Mines Geol. Bull.,* 97.

VAUX, W. G. 1968. Intragravel flow and interchange of water in a streambed. *Fishery Bull.,* 66, pp. 479-489.

VENNARD, J. K. 1961. *Elementary Fluid Mechanics,* 4th ed. John Wiley & Sons, New York.

VERMA, R. D., and W. BRUTSAERT. 1970. Unconfined aquifer seepage by capillary flow theory. *J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 96 (HY6), pp. 1331-1344.

VERMA, R. D., and W. BRUTSAERT. 1971. Unsteady free-surface groundwater seepage. *J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.,* 97 (HY8), pp. 1213-1229.

VERMEULEN, T., and N. K. HIESTER. 1952. Ion exchange chromatography of trace elements. *Ind. Eng. Chem.,* 44, pp. 636-651.

VERRUIJT, A. 1969. Elastic storage of aquifers. *Flow Through Porous Media,* ed. R. J. M. DeWiest. Academic Press, New York, pp. 331-376.

VOOWILL, R. I. J. 1976. Some practical aspects of open-pit dewatering at Pine Point. *Bull. Can. Inst. Min. Met.,* 69, 768, pp. 76-88.

VOMOCIL, J. A. 1965. Porosity. *Methods of Soil Analysis, Part I,* ed. C. A. Black. American Society of Agronomy, Madison. Wis., pp. 299-314.

WAHLSTROM, E. E. 1973. *Tunneling in Rock.* American Elsevier, New York.

WAHLSTROM, E. E. 1974. *Dams, Dam Foundations and Reservoir Sites.* American Elsevier, New York.

WALKER, E. H. 1956. Ground-water resources of the Hopkinsville Quadrangle, Kentucky. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 1328.

WALLIS, C., A. HOMMA, and J. L. MELNICK. 1972. A portable virus concentrator for testing water in the field. *Water Res.* 6. pp. 1249-1256.

WALTON, W. C. 1960. Leaky artesian aquifer conditions in Illinois. *Illinois State Water Surv. Rept. Invest.* 39, 27 pp.

WALTON, W. C. 1962. Selected analytical methods for well and aquifer evaluation. *Illinois State Water Surv. Bull.* 49, 81 pp.

WALTON, W. C. 1970. *Groundwater Resource Evaluation.* McGraw-Hill, New York, 664 pp.

WARNER, D. L. 1965. Deep well injection of liquid waste. *Environmental Health Series, Water Supply and Pollution Control, N0. 999-WP-21.* U.S. Department of Health, Education and Welfare, Cincinnati, Ohio.

WARNER, D. L., and D. H. ORCUTT. 1973. Industrial wastewater injection wells in United States-status of use and regulation. *Underground Waste Management and Artificial Recharge,* ed. J. Braunstein. Amer. Assoc. Petrol. Geol., U.S. Geol. Surv., Intern. Assoc. Hydrol. Sci., 2.

WARREN, J. E., and H. S. PRICE. 1961. Flow in heterogeneous porous media. *Soc. Petrol. Eng. J.,* I, pp. 153-169.

WAY, D. S. 1973. *Terrain Analysis: A Guide to Site Selection Using Aerial Photographic Interpretation.* Dowden, Hutchison & Ross, Stroudsburg, Pa., 392 pp.

WAYMAN, C. H. 1967. Adsorption on clay mineral surfaces. *Principles and Applications of Water Chemistry,* ed. S. D. Faust and J. V. Hunter. John Wiley & Sons, New York, pp. 127-167.

WEAST, R. C., ed. 1972. *Handbook of Chemistry and Physics,* 53rd ed. CRC Press, Cleveland, Ohio.

WEEKS, L. G. 1961. Origin, migration and occurrence of petroleum. *Petroleum Exploration Handbook,* ed. G. B. Moody. McGraw-Hill, New York, pp. 5-1-5-50.

WEERTMAN, J. 1972. General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet. *Rev. Geophys. Space Phys.,* 10, pp. 287-333.

WENZEL, L. K. 1942. Methods of determining permeability of water-bearing materials. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* 887, 192 pp.

WESNER, G. M., and D. C. BAIER. 1970. Injection of reclaimed wastewater into confined aquifers. *J. Amer. Water Works Assoc.,* 62, pp. 203-210.

WHIPKEY, R. Z. 1965. Subsurface stormflow from forested slopes. *Bull Intern. Assoc. Sci. Hydrol.,* 10, no. 2, pp. 74-85.

WHITE, D. E. 1957. Magmatic, connate, and metamorphic waters. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 68, pp. 1659-1682.

WHITE, D. E. 1968. Environments of generation of some base-metal ore deposits. *Econ. Geol.,* 63, pp. 301-335.

WHITE, D. E. 1973. Characteristics of geothermal resources. *Geothermal Energy,* ed. P. Kruger and C. Otte. Stanford University Press, Stanford, CaJif., pp. 69-94.

WHITE, N. F., H. R. DUKE, and D. K. SUNADA. 1970. Physics of desaturation in porous materials. *J. Irr. Drain. Div., Amer. Soc. Civil Engrs.,* 96, pp. 165-191.

WHITE, W. N. 1932. A method of estimating groundwater supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 659-A.*

WHITEHEAD, H. C., and J. H. FETH. 1964. Chemical composition of rain, dry fallout, and bulk precipitation at Menlo Park, California. *J. Geophys. Res.,* 69, no. 16, pp. 1957-1959.

WHITFEILD, M. 1974. Thermodynamic limitations of the use of the platinum electrode in *Eh* measurements. *Limnol. Oceanogr.,* 19, pp. 857-865.

WIGLEY, T. M. L. 1975. Carbon 14 dating of groundwater from closed and open systems. *Water Resources Res.,* I J, pp. 324-328.

WIGLEY, T. M. L., and L. N. PLUMMER. 1976. Mixing of carbonate waters. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 40, pp. 989-995.

WIKLANDER, L. 1964. Cation and anion exchange phenomena. *Chemistry of the Soil.* 2nd ed., ed. F. E. Bear. American Chemical Society; Reinhold, New York.

WILLARDSON, L. S., and R. L. HURST. 1965. Sample size estimates in permeability studies. *J. Irr. Drain. Div., Amer. Soc. Civil Engrs.,* 91, pp. 1-9.

WILLIAMS, J. R. 1970. Ground water in the permafrost regions of Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 696.

WILLIAMS, R. E. 1970. Applicability of mathematical models of groundwater flow systems to hydrogeochemical exploration. *Idaho Bur. Mines Ceol. Pamphlet* 144. 13 pp.

WILLIAMS, R. E., and R. N. FARVOLDEN. 1969. The influence of joints on the movement of groundwater through glacial till. *J. Hydrol.,* 5, pp. 163-170.

WILLS, A. P. 1958. *Vector Analysis with an Introduction to Tensor Analysis.* Dover, New York.

WILSON, J. L., R. L. LENTON, and J. PORTER, eds. 1976. Ground-water pollution: technology economics and management. *Dept. Civil Eng., M.I.T., Rept. TR208.*

WILSON, L. G., and J. N. LUTHIN. 1963. Effect of air flow ahead of the wetting front on infiltration. *Soil Sci.,* 96, pp. 136-143.

WINOGRAD, I. J. 1974. Radioactive waste storage in the arid zone. *EOS,* Trans. *Amner. Geophys. Union,* 55, no. 10, pp. 884-894.

WINOGRAD, I. J., and G. M. FARLEKAS. 1974. Problems in ^{14}C dating of water from aquifers of deltaic origin. *Isotope Hydrology,* International Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 69-93.

WINTER, T. C. 1976. Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and groundwater. *U.S. Geol. Surv. Prof Paper 1001,* 45 pp.

WISLER, C. O., and E. F. BRATER. 1959. *Hydrology,* 2nd ed. John Wiley & Sons, New York, 408 pp.

WITHERSPOON, P. A., S. P. NEUMAN., M. L. SOREY, and M. J. LIPPMAN. 1975. Modeling geothermal systems. *Lawrence Berkeley Lab. Rep. LBL-3263,* 68 pp.

WITTKE, W. 1973. General report on the symposium "Percolation Through Fissured Rock" *Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol.,* pp. 3-28.

WITTKE, W., P. RISSLER, and S. SEMPRICH. 1972. Three-dimensional laminar and turbulent flow through fissured rock according to discontinuous and continuous models (German). *Proc. Symp. Percolation Through Fissured Rock, Intern. Soc. Rock Mech., Stuttgart.*

WOLFF, R. G. 1970. Field and laboratory determination of the hydraulic diffusivity of a confining bed. *Water Resources Res.,* 6, pp. 194-203.

WOLLAST, R. 1967. Kinetics *of* the alteration *of* K-feldspar in buffered solutions at low temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 31, pp. 635-648.

WOOD, W. W. 1976. A hypothesis of ion filtration in a potable water aquifer system. *Ground Water,* 14, pp. 233-244.

WYLLIE, M. R. J. 1963. *The Fundamentals of Well Log Interpretation.* Academic Press, New York, 238 pp.

YEH, W. W. 1975. Aquifer parameter identification. *J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs.,* 101 (HY9), pp. 1197-1209.

YEN, B. C., and B. SCANLON. 1975. Sanitary landfill settlement rates. *J. Geotech. Div., Proc. A mer.* Soc. *Civ. Engr,.* 101 (GT5), pp. 475-487.

YOUNG, A., P. F. LAU, and A. S. McLATCHIE. 1964. Permeability studies of argillaceous rocks. *J. Geophys. Res.,* 69. pp. 4237-4245.

YOUNG, C. P., D. B. OAKES, and W. B. WILKINSON. 1977. Prediction of future nitrate concentrations in groundwater. *Proc. Third Nat. Groundwater Quality Symp.,* U.S. Environ. Protect. Agency and Nat. Water Well Assoc., Las Vegas, Nev., U.S. Env. Protect. Agency Rept. 600/9-77-014.

YOUNG, R. A., and J. D. BREDEHOEFT. 1972. Digital computer simulation for solving management problems of conjunctive groundwater and surface water systems. *Water Resources Res.,* 8, pp. 533-556.

YOUNGS, E. G., and A. J. PECK. 1964. Moisture profile development and air compression during water uptake by bounded porous bodies: I. Theoretical introduction. *Soil Sci.,* 98. pp. 280-294.

YU, W., and Y. Y. HAIMES. 1974. Multilevel optimization for conjunctive use of groundwater and surface water. *Water Resources Res.,* 10, pp. 625-636.

ZAPOROZEC, A. 1972. Graphical interpretation of water quality data. *Ground Water.* 10, pp. 32-43.

ZARUBA, Q., and V. MENCL. 1969. *Landslides and Their Control.* American Elsevier. New York.

ZIENKIEWICZ, O. C. 1967. *The Finite-Element Method in Structural and Continuum Mechanics.* McGraw-Hill. New York.

ZUBER, A. 1974. Theoretical possibilities *of* the two-well pulse method. *Intern. Atomic Energy Agency, Rept. SM-182/45.*

İndeks

A

Açık sistem çözünmesi, 109, 254-256
Adveksiyon, 75, 389, 397, 550
Adveksiyon-dispersiyon denklemi, 389, 395, 402, 549-553
Ağırlık barajı, 476
Ağır metaller, 416
Akan artezyen kuyusu, 48, 199
Akarsu çökelleri, 147-148, 516
Akım ağı:
  analog benzetişim ile, 178-181
  anizotrop sistemler, 174-178
  bir barajın altında, 50, 68, 171, 477-481
  bir tünel etrafında, 488
  bölgesel yeraltı suyu akışı, 193-211
  doygun-doygun olmayan, 185-187
  Dupuit-Forchheimer, 187-188
  grafik çizimle, 168-178
  heterojen sistemler, 172-174
  homojen, izotrop sistemler, 168-172
  nicel, 170, 203
  nitel, 173
  sayısal benzetişimle, 181-185
  şev duraylılığı için, 470
  tanımı, 25
Akış (flux; bkz. Darcy akışı)
Akış çizgilerinin kırılması, 172, 197
Akış çizgisi, 25, 36, 50, 177
Akış izi, 51
Akışkan basıncı, 19-23, 529 (ayrıca bkz. Basınç yükü)
Akışkanlar mekaniği, 526-530
Akışkan potansiyeli, 18-23 (ayrıca bkz. Yük)
Akış sistemi, yerel, ara ve bölgesel, 196
Akış tüpü, 169
Akifer:
  akarsu çökelleri, 147-148
  analog benzetişim, 359-364
  artezyen, 48, 199
  asılı, 45, 48, 210
  barometrik etkinlik, 234
  basınçlı, 48 (ayrıca bkz. Basınçlı akifer)
  buzul çökelleri, 149-152
  deniz suyu girişimi, 375-378
  ideal, 314
  karbonat kayalarında, 154-157
  kıyı, 375
  kompaksiyonu, 57-59
  kömür, 157
  kumtaşı, 152-154
  litoloji, stratigrafi ve yapı, 145, 306
  mağmatik ve metamorfik kayalar, 158-163
  permafrost, 163
  pompaja tepkisi, 314-335, 343-350, 352-364
  sayısal benzetişim, 352-359, 546-548
  serbest, 48 (ayrıca bkz. Serbest akifer)
  sıkışabilirliği, 56
  sınırlı, 330-331, 346, 349
  sızdıran, 320-324, 345, 346
  tanımı, 47
  verimi, 305, 352-364
  yel çökelleri, 149
Akiferlerin aranması, 304-314
Akifer modellerinin kalibrasyonu, 358
Akiklüd, 47
Akitard:
  buzul tili, 150
  depolayabilme, 61
  iletimlilik, 61
  kompaksiyonu, 323, 332-334, 371
  komşu akiferdeki pompaja tepkisi, 323, 332-334, 371
  litoloji, stratigrafi ve yapı, 145
  lös, 149
  oturma, 372-375
  şeyl, 158
  tanımı, 47
Aktivite, 90
Aktivite katsayısı, 90-91
Alıcı nehir, 205
Alüviyal çökeller, 147-148, 516
Alüviyal jeomorfoloji, 516
Amonifikasyon, 413
Analog benzetişim:
  akım ağı, 178-181
  akifer, 359-364
  dengeli rejim, 178-181
  dengesiz, 359-364
  iletken kağıt, 179
  rezistans-kapasitans ağı, 359-364
  rezistans ağı, 180
Anizotropi:
  akarsu çökellerinde, 148
  akım ağı çiziminde, 174-178
  dispersiyon sürecinde, 394
  hidrolik iletkenlikte, 32
  kumtaşında, 153
  sıkışabilirlikte, 56
Anizotropinin asal yönleri, 32

Anyon, 84
Anyon değişimi (bkz. İyon değişimi)
Anyon evrimi sıralaması, 241-244
Antiklinal, 156
Ara akış (bkz. Yeraltı şiddetli akışı)
Ara akış sistemi, 196
Ardıl aşırı rahatlama, 184, 208, 355
Artan pompaj debisi, 328
Artezyen kuyu, 48, 199
Asal gerilmeler, 465-468
Asılı su tablası, 45, 48, 210
Asit pompası, zemin kuşağı, 241
Asit yağmuru, 239
Assiniboia, Saskatchewan, bölgesel akış, 201
Aşırı çekim, 364
Aşırı doygunluk, 113, 264, 266
Aşırı rahatlama, 184, 208, 355
Atık bertarafı:
  derin kuyulara deşarj, 454-456
  düzenli depolama, 434-454
  radyoaktif atık, 447-454
Atık enjeksiyonu, 454-456
Atmosferik basınç, 19, 21, 39, 230, 233
Azot kirliliği, 413-416
Azot tüketimi, 118, 415

B

Bakteri, 117, 121-123, 246, 386, 441
Bakteriyolojik su kalite standartları, 386
Balyoz sismik yöntemi, 308
Barajlar, 475-484
Baraj gölleri, 477, 485-487
Baraj göllerinden sızma, 477, 485-487
Baraj temellerine enjeksiyon, 479-481
Barometrik etkinlik, 234
Basınç:
  akışkan, 19-23, 529 (ayrıca bkz. Basınç yükü)
  atmosferik, 19, 21, 39, 230, 233
  buhar, 95
  gözenek, 468
  hava girişi, 41
  kabarcıklanma, 41
  kaldırma, 447, 480
  kısmî, 95
  ozmotik, 105
Basınçlı akifer:
  analog benzetişimi, 360
  bir kuyuya ışınsal akış, 315-324
  depolayabilme, 59-61
  difüzyon denklemi, 65
  iletimlilik, 59-61
  jeolojisi, 145
  piyezometre deneyi, 341
  pompaj deneyi, 343-339
  sayısal benzetişimi, 353
  su seviyesi değişimleri, 230-232
  tanımı, 48
Basınç yükü, 21-23, 39-41, 529
Basınç yüzeyi, 49, 318, 345
Basma deneyi (slug test), 339
Batmış yoğunluk, 482
Bernoulli denklemi, 21
Beslenme:
  alanı, 193-195, 203-207, 211, 229
  dalgalanmalar, 229
  depresyon odaklı, 217, 228
  hava kapanlanması, 231
  hidrolojik bütçede, 203-207, 365
  süzülme, 211-217, 544-545
  tanımı, 211
Beslenme alanı, tanım, 193
Beslenme-boşalım profili, 203
Beton baraj, 476-481
Birim kontrol hacmi, 63, 531
Bilgisayar modelleri (bkz. Sayısal benzetişim)
Birincil gözeneklilik, 36
Birlikte kullanım, 367
Biscayne akiferi, Florida, tuzlu su girişimi, 377
Borulanma, 477, 482
Boşalım:
  alanı, 193-195, 203-207, 209-210
  kurak dönem sellenmesi şeklinde, 225-226
  buharlaşma-terleme şeklinde, 231
  hidrolojik bütçede, 203-210, 365
  özgül, 16, 23, 34, 71
  tanımı, 21
Boşalım alanı, tanımı, 194
Boşluk oranı, 38, 54
Boyuna dispersiyon (bkz. Dispersiyon)
Boyutlar ve birimler, 526-528
Bozuşma, 515
Bölgesel yeraltı suyu akışı, 193-211, 401-407, 506, 542-543
Buhar basıncı, 95
Buharlaşma (bkz. Buharlaşma-terleme)
Buharlaşma-terleme, 4, 205-207, 211, 230-231
Buhar-egemen jeotermal sistemler, 511
Buzul çökelleri, 149-152, 284-286
Buzullar, 517
Buzul süreci modelleri, 517-519
Buzul tektonik yapıları, 518
Buzul tili, 150

C

Cephe eğrisi, 391
Chebotarev sıralaması, 242
Columbia Nehri platosu, Washington, 162
Cooper-Papadopoulos basma deneyi, 341
Crank-Nicholson senaryosu, 548

Ç

Çakıl zarfı, 313
Çakma kuyu, 23
Çalkantılı akış, 72
Çatlaklı kayalar, 73, 154-162, 297, 408-413, 472-475
Çekme deneyi (bail test), 339
Çevresel izotoplar, 134-139, 201, 221-224
Çıkış noktası, 187, 481
Çok fazlı akış, 45, 504
Çoklu kuyu sistemleri, 328
Çözücü, tanımı, 87
Çözünenlerin bölümlenmesi, 402-408, 432-434
Çözünen, tanımı, 89
Çözünmüş gazlar, 86, 95-96, 140, 241, 245, 439
Çözünmüş inorganik karbon, 86, 99, 101, 291
Çözünmüş oksijen, 140, 245
Çözünmüş türlerin hesaplanması, 101-103, 108-112, 131-132, 277-279
Çözünürlük:
  alüminosilikatlarda, 106-107, 274
  ilkeleri, 106-114
  jipsde, 108
  karbonatlarda, 108-112, 259, 288
  kayatuzunda, 106
  kuvarsda, 106
  pestisidlerde, 425
  sıcaklığın etkisi, 109, 258
  tanımı, 106
  (bkz. Minerallerin çözünmesi)

D

Dağılım katsayısı:
  çatlaklı kayada, 410
  konsantrasyon gradyanlarına etkisi, 406-408
  ölçülmesi, 432-434
  tanımı, 403
Dağılmış parametre yaklaşımı, 206
Dağ yamacı hidrolojisi, 217-211
Dalton'ın kısmî basınçlar yasası, 95
Darcy akışı, 17, 71, 170, 203
Darcy hızı, 17, 34
Darcy olmayan akış, 72-74
Darcy yasası:
  elektrik analoğu, 179
  sınırları, 72-75
  süzülme, 212
  tanımı, 16, 27, 28
  üç boyutta, 34-35
Debye-Hückel denklemi, 90, 536
Deforme olan koordinat sistemi, 66,531
Değişen yön dolaylı prosedürü, 355
Değişken kaynak alanı, 221
Delinebilirlik, 313
Denge:
  kararlı, 91
  kararsız, 91
  kimyasal, 89-96
Dengeli olmayan akış (bkz. Dengesiz akış)
Dengeli rejim akışı:
  akım ağları, 168-188
  bölgesel, 193-207
  Laplace denklemi, 63-64
  sayısal benzetişim, 181-185, 540-541
  tanımı, 49
  toprak barajlarda sızma, 487-491
  tünellere sızma, 487-491
Denge sabiti:
  albit-kaolinit, 107, 271
  değerleri, 106
  dolomit, 108-109, 258
  hidroksiapatit, 423
  iyon değişim reaksiyonları, 129
  jips, 107
  kalsit, 108-109, 258
  karbon dioksit, 95, 109
  karbonik asit, 99,109
  kuvars, 269
  redoks reaksiyonları, 119-126
  strengit, 423
  su, 98
  tanımı, 89, 94
  varisit, 423
Dengesiz akış:
  bölgesel, 208-211
  dağ yamacında, 217-221
  doygun, 64-66, 531-553
  doygun olmayan, 66-67, 211-214 544-545
  kazı içine, 494
  sayısal benzetişim, 352-39, 544-548
  süzülme, 211-214, 544-545
  tanımı, 49
  toprak barajın içinde, 483

tünel içine, 488-491
Dengesizlik indeksi, 112 (ayrıca bkz. Doygunluk indeksi)
Deniz suyu girişimi, 375
Depolama katsayısı (bkz. Depolayabilme)
Depolayabilme:
değerler aralığı, 60
pompaj deneylerinden, 343-350
tanımı, 59-61
Depremler:
baraj gölünün etkisi, 487
oluşumunda yeraltı suyunun rolü, 498-00
su seviyelerine etkisi, 230-234
toprak barajların yenilmesi, 483
tahmin ve kontrolü, 500-502
Depresyon odaklı beslenme, 217, 228
Derin kuyulara atık deşarjı, 454-456
Devamlılık denklemi, 64, 65, 531
Dışarı süzülme, 211
Difüzyon, 75, 103-104, 297, 390-393, 411, 550
Difüzyon denklemi, 61, 290-291, 489-491
Difüzyon katsayısı:
gözenekli ortamda, 104, 390, 393,
suda, 103
Dilatans modeli, 502
Direnç ağı, 180
Dispersivite:
arazide ölçümü, 431
değerleri, 400
konsantrasyon gradyanları üzerine etkisi, 392
laboratuvarda ölçümü, 430
tanımı, 390
Dispersiyon:
boyuna, 76, 388-413
enine, 75, 396
hidrodinamik, 75, 388-413, 550
hidrolik, 75
mekanik, 75, 396
Dispersiyon katsayısı:
boyuna, 388-396
enine, 394, 396
tanımı, 389
üç boyutta, 395, 552
Doğal uçlaşma (SP) logu, 310
Dolomit (bkz. Kireçtaşı)
Doygunluk indeksi, 112, 263, 281, 283
Doygunluk mesafesi, 296
Doygun olmayan akış:
akım ağı çizimi, 185-187
depolama, 62
karakteristik eğriler, 41-43, 62, 185, 339
Richards denklemi, 67, 212, 544
sayısal benzetişim, 213, 544
süzülme, 212-214, 544-545
tanımı, 38-46
yüzeyaltı taşkın akışı, 219-221
Doygun olmayan hidrolik iletkenlik, 41-43, 212, 339
Doygun olmayan zon, 39, 44, 62, 185, 213
Doygun zon, 39, 44, 185
Dönüştürülmüş kesit, 174
Döteryum, 82, 137
Drenaj:
baraj temellerinde, 479
kazılarda, 491-496
tünellerde, 487-491
Drenaj havzası, 4, 205, 365
Dupuit-Forchheimer teorisi, 188-189, 226
Duraylılık alanı, 125 277, 417-419
Duraylılık sabiti (bkz. Denge sabiti)
Durov-Zaporozec diyagramı, 250
Düşüm formülleri, 314-335
Düşüm konisi, 318, 320
Düşen seviyeli permeametre, 336
Dünya su bütçesi, 5
Düzenli depolama alanları, 434-442

E

Efektif geçirgenlik, 46
Efektif gerilme:
buzulların altında, 517
deprem oluşumunda, 499
dış yüklerden dolayı, 234
doygun olmayan kuşak, 57
oturmada, 372
petrol göçünde, 503
sıkışabilirlik ölçümü, 337
su tablası üzerinde atmosferik basınç etkileri, 233
şev duraylılığı, 467
tanımı, 57
tuz filtrelemesi, 295
Efektif tane boyu, 350
Eğilimli heterojenlik, 30
Eh, 123-126, 141, 244-247 (ayrıca bkz. p*E*)
Eh-pH diyagramları, 123-126, 247
Ekonomik maden yatakları, 519
Elastisite modülü, 51
Elektrik analog modeller (bkz. Analog benzetişim)
Elektrik logu, 310
Elektriksel iletim, 84, 139

Elektriksel özdirenç logu, 310
Elektriksel özdirenç ölçümü, 309
Elektrokimyasal evrim sıralaması, 244-247
Elektrokinetik zemin drenajı, 25
Elektro-nötralite denklemi, 96
Emme eğrisi, 41
Emme yükü, 39 (ayrıca bkz. Basınç yükü)
Emniyetli verim, 364
Enine anizotropi, 32
Enine dispersiyon (bkz. Dispersiyon)
Enjeksiyon perdesi, 479
Enzimler, 117, 122
Erozyon, 515
Eşlenik akış, 25-26
Eşpotansiyel çizgi, 25 (ayrıca bkz. Akım ağı)
Evaporitler, 519
Evrensel gaz sabiti, 93, 120

F

Fairbanks, Alaska, permafrost, 165
Fair-Hatch denklemi, 351
Faraday sabiti, 121
Fasiyes, 250
Faylar, 145, 474, 490, 498
Fışkıran artezyen kuyusu, 48, 199
Fick'in birinci yasası, 103
Fick'in ikinci yasası, 104
Filitrelenme oranı, 294
Florida kireçtaşı akiferi, hidrokimya, 261-268
Flüviyal jeomorfoloji, 516
Formasyonun standart serbest enerjisi, 93
Foseptik tankları, 439
Freundlich izotermi, 403

G

Gauss-Seidel yöntemi, 184 (ayrıca bkz. Aşırı rahatlama)
Gaz sabiti, 93, 120
Gecikme, 404-410, 552
Gecikme faktörü:
  çatlaklı kayalarda, 410
  konsantrasyon gradyanlarına etkisi, 406-408
  ölçümü, 432-434
  tanımı, 404
Gecikme indeksi, 325
Geçirgenlik:
  birimi, 28-29
  efektif, 46
  özgül, 27
  tanımı, 27
  (ayrıca bkz. Hidrolik iletkenlik)
Geçirgenlik katsayısı, 27 (ayrıca bkz. Hidrolik iletkenlik)
Geçirimsiz sınır, 168, 330
Geleneksel dilim yöntemi, 468
Gelgitlerin yeraltı suyuna etkisi, 230
Gerçek buharlaşma-terleme, 207, 231
Gerçek geçirgenlik, 27
Germeli doygun zon, 44, 213
Gerilme-birim deformasyon ilişkileri, 51-58, 66, 74, 465-467, 529
Gerilme, efektif (bkz. Efektif gerilme)
Germe yükü, 39 (ayrıca bkz. Basınç yükü)
Ghyben-Herzberg ilişkisi, 375
Gibbs serbest enerjisi, 91
Göller, 226-229, 485-487
Göllenme, 213-214
Göreceli konsantrasyon, 391
Görüntü kuyular, 331
Görüntü kuyu teorisi, 330
Görüntüler yöntemi, 331
Gözenek basıncı, 468
Gözeneklilik:
  alansal, 70
  birincil ve ikincil, 36-37
  çatlağın, 74-75, 408
  değerler aralığı, 37, 149, 152, 155, 158
  hacimsel, 70
  hidrolik iletkenlik ile ilişkisi, 38, 74
  laboratuvarda ölçümü, 337
  tanımı, 36-38
Gradasyon eğrisi, 350
Gradyan:
  elektriksel, 25
  hidrolik, 16, 24, 72
  kimyasal, 25, 103
  termal, 25, 507
Grand Rapids, Manitoba, enjeksiyon, 481
Granit (bkz. Mağmatik kayalar)
Grup (batch) deneyleri, 433

H

Hacimsel nem içeriği, 39, 186, 213
Hantush-Jacob teorisi, 321
Hata fonksiyonu, 539
Hava girişi basınç yükü, 41
Hava fotoğrafı yorumlaması, 307
Havalanma zonu (bkz. Doygun olmayan zon)
Havza verimi, 305, 364-367
Hayalî geçirimsiz sınır, 169, 176, 194
Henry yasası, 95

Heterojenlik:
akarsu çökellerinde, 147
akım ağı çizimi, 172-174
buzul çökellerinde, 150
bölgesel akış sistemleri, 197-199, 208-209, 397-399
kirleticilerin taşınmasına etkisi, 397-402
tanımı, 30
volkanik kayalarda, 161
Heyelanlar, 464-475
Hız:
Darcy, 17, 34
göreceli, 66
makroskopik, 69
mikroskopik, 70
ortalama doğrusal, 71, 76, 391, 427
ölçümü, 426-430
Hidrodinamik dispersiyon (bkz. Dispersiyon)
Hidrodinamik dispersiyon katsayısı, 389 (ayrıca bkz. Dispersiyon katsayısı)
Hidrograf:
ayırımı, 223, 225
kurak dönem sellenmesi, 210, 225
nehir akışı, 219-220, 225-226
yeraltı suyu, 215, 231-232
Hidrojen izotopları, 82
Hidrojen sülfit, 87, 246
Hidrojeokimya (bkz. Hidrokimya)
Hidrojeoloji, 145-166
Hidrojeolojik haritalar, 307
Hidrokimya:
bölgesel akış haritalaması, 201
buzul çökellerinde, 284-286
evrimi, 238-297
grafik sunumu, 247-254
hidrograf ayrımı, 223
ilkeler, 81-141
jipsde, 108, 243, 282
karbonatlarda, 108-112, 254-268, 280-284
karşılaşma sırası, 258, 280-284
kayatuzunda, 244
kinetiği, 295-297
kirlenme, 384-457
kristalen kayada, 268-274
maden yatağı araması, 521
nehir akışı oluşumu belirteçleri, 221
petrol araması, 507
reaksiyon hızları, 295-297
şeylde, 280-284
süreç hızları, 295-297
Hidrokimyasal anomaliler, 521
Hidrokimyasal denge (bkz. Denge)
Hidrokimyasal fasiyes, 250
Hidrokimyasal sıralama:
elektrokimyasal evrim, 244-247
majör iyon, 244-247
Hidrokimyasal sıralama, elektrokimyasal evrim, 244-247
Hidrokimyasal verilerin grafik sunumu, 247-254
Hidrokimyasal veriler için üçgen diyagram, 249-252
Hidrokimyasal veriler için yarı logaritmik diyagram, 249
Hidrolik dispersiyon, 75 (ayrıca bkz. Dispersiyon)
Hidrolik eğim, 16, 24, 72
Hidrolik iletkenlik:
akarsu çökellerinde, 29, 147
anizotropi, 29
bazaltda, 29, 162
birimi, 23, 28-29
buzul çökellerinde, 29, 151
çatlaklı kayalarda, 29, 154-162
değerler aralığı, 29
doygun olmayan, 41-43, 212, 339
elipsoidi, 35, 175
Fair-Hatch denklemi, 351
gözeneklilik ile ilişkisi, 38, 74, 351
heterojenlik, 30
kirletici taşınımında etkisi, 397
kompaksiyon kaydedici yerleştirmelerinden, 375
Kozeny-Carmen denklemi, 351
kömürde, 157
kristalen kayalarda, 29, 158
kumtaşında, 29, 152
laboratuvarda ölçümü, 335
lös, 29, 149
permafrostda, 163
piyezometre deneylerinden, 340-341
pompaj deneylerinden, 349
şeylde, 29, 158
tane boyundan bulunması, 350-351
tanımı, 16, 26-36
tansörü, 35
Hidrolik iletkenlik elipsoidi, 35, 175
Hidrolik iletkenlik için piyezometre deneyleri, 339-342
Hidrolik potansiyel, 18
Hidrolik yayılabilirlik, 61
Hidrolik yük:
dalgalanmalar, 229-234
birimi, 22

tanımı, 16, 18-26
Hidrolojik bütçe:
dengeli rejim, 203-207
dengesiz, 365-367
Hidrolojik döngü, 3, 193-229
Hidrotermal maden yatakları, 513, 519
Hiper filitrasyon, 273
Histerez:
doygun olmayan karakteristik eğride, 42, 62
sıkışabilirlikte, 54
Hvorslev piyezometre deneyi, 340

I

Ignatovich-Souline sıralaması, 241-244
Illinois Eyaleti Su İşleri akifer modeli, 355
Islanma eğrisi, 41
IUPAC anlaşması, 119

İ

İçme suyu standartları, 386
İçsel sürtünme, 466
İçsel sürtünme açısı, 466
İkincil göç, 503
İkincil gözeneklilik, 37, 155
İkincil zenginleşme, 519
İletimlilik:
birimi, 60
değerler aralığı, 60
piyezometre deneylerinden, 342
pompaj deneylerinden, 343-350
tanımı, 59-61
İletken kağıt analojisi, 179
İnorganik karbon, 86, 99, 101
İyon çiftleri, 101
İyon değişimi:
adsorpsiyon ilgisi, 133
buzul çökellerinde, 285-287
ilkeleri, 127-134
katyon değişim kapasitesi, 128
seçicilik katsayısı, 130
yeraltı suyu kirlenmesinde, 402
İyon evrim sıralaması, 241-244
İyonik difüzyon (bkz. Difüzyon)
İyonik güç, 90, 107
İyon kompleksleri, 100
İyonların adsorplanması (bkz. İyon değişimi)
İzleyiciler, 426-430
İz metal kirlenmesi, 416-420
İzoterm, 403
İzotopik farklılaşma, 138
İzotoplar:
çevresel, 134-139, 201, 221-224
hidrojen, 82
oksijen, 137
radyoaktif, 134-137, 290-292
su, 82

J

Jacob-Hantush teorisi, 321
Jacob yöntemi, 347-348
Jeofizik loglar, 309-312
Jeofizik ölçümler, 308
Jeokimyasal anomaliler, 521
Jeokimyasal arama:
maden yatakları, 521
petrol, 507
Jeolojik haritalar, 306
Jeomorfoloji, 513-519
Jeoteknik problemler, 464-496
Jeotermal gradyan, 507
Jeotermal sistemler, 510-512
Jerome barajı, Idaho, 9
Jips, 108, 243, 280-284, 286

K

Kabarcıklanma basıncı, 41
Kablolu sondaj, 312
Kaldırma basınçları, 477, 480
Kalış süreleri, 5
Kaliş, 519
Kanalizasyon atığı, 439-442
Kaolinit (bkz. Kil mineralleri)
Kapalı sistem çözünmesi, 109, 256-257
Kapilarimetre, 39
Kar kimyası, 238
Karakteristik eğriler, 41-43, 62, 185, 339
(ayrıca bkz. doygun olmayan akış)
Karbon-14 ile yaş tayini, 134-135, 201, 266, 290-292
Karbon, çözünmüş inorganik, 86, 99, 101
Karbon dioksit:
yeraltı suyunda, 95-96
zemin kuşağında, 95-96, 240-243, 255-257, 280
Karst, 513-515
Karşı iyonlar, 127
Karşılaşma sırası, 258, 280-284
Katı atıklar, 434-442
Katmanlı heterojenlik, 30, 197
Katyon, 84

Katyon değişimi (bkz. İyon değişimi)
Katyon değişim kapasitesi, 128
Kayatuzu, 244
Kaynaklar, 201, 262
Kemer baraj, 476
Kesme dayanımı, 466-467
Kılcal saçak, 44 (ayrıca bkz. Gerilimli doygun zon)
Kısmen doygun akış (bkz. Doygun olmayan akış)
Kısmî alan, 218, 221
Kısmî basınç, 95
Kısmî penetrasyon, 329
Kielland tablosu, 90, 537
Kil mineralleri, 128-129, 133, 270, 287, 293
Kimyasal denge (bkz. Denge)
Kimyasal bölümlenme, 402-408, 432-434
Kireçtaşı:
  enjeksiyon, 479
  hidrojeoloji, 154-157
  hidrokimya, 108-112, 254-268, 280-284
  karst, 513-515
  mağaralar, 513-515
Kirlenme napı, 396, 400, 437
Kitaplar:
  hidroloji, 5
  petrol, 46
  sayısal benzetişim, 355-356
  toprak fiziği, 38
  yeraltı suyu, 12
  zemin mekaniği, 53
Kohezyon, 466
Kolloidler, 127
Kolon deneyleri, 390, 433
Kompaksiyon, 57, 59, 323, 332-334, 371
Kompaksiyon kaydedicisi, 374
Komparatör basıncı, 21, 529
Konne su, 519
Konsantrasyon birimi, 87-88
Konsantrasyon gradyanları, 25, 103, 388-413
Konsolidasyon, 54, 333, 371
Konsolidasyon enjeksiyonu, 479
Konsolidasyon katsayısı, 33, 339
Konsolidometre, 338
Konveksiyon, 508 (ayrıca bkz. Adveksiyon)
Kot yükü, 21-23
Kova deneyi (bail test), 339
Kozeny-Carmen denklemi, 351
Kömür, 157, 289
Kömürleşme, 289
Kumtaşı, 152-154, 280-284
Kurak dönem sellenmesi:
  hidrografı, 209-210, 222
  hidrolojik bütçede, 206
  boşalım eğrisi, 225-226
  tanımı, 4
Kuramsal katsayılar, 26
Kuruma eğrisi, 41
Kuyu:
  artezyen, 48, 199
  düşüm konisi, 318, 320
  fışkıran artezyen, 48, 199
  sondaj yöntemleri, 312-314
  verimi, 305, 313
Kuyu delme, 307, 312-314
Kuyu filitresi, 313
Kuyu fonksiyonu:
  basınçlı, 317-318
  serbest, 326
  sızdıran, 321
Kuyu gecikmeli verimi, 329
Kuyu hidroliği, 314-335, 343-350
Kuyu jeofiziği, 309-312
Kuyu logları, 307-309
Kuyu seyreltme yöntemi, 342, 428
Kuyunun özgül kapasitesi, 313
Kuyuya ışınsal akış, 315-331
Kütle hareketi yasası, 89
Kütle taşınımı (bkz. Taşınma süreçleri; Yeraltı suyu kirlenmesi)
Kütle yoğunluğu, 19, 23, 52, 37, 529

L

Laminer akış, 72
Laplace denklemi, 64, 178, 195, 534, 540, 542
Lateritler, 519
Lehman Mağaraları, Nevada, 514
Liebmann yöntemi, 184 (ayrıca bkz. Aşırı rahatlama)
Litrede eşdeğer, 87
Log-log türü eğri uyarlama, 343-347
Long Beach, California, oturma, 370, 373
Long Island, New York, yapay beslenme, 369
Lös, 149

M

Maden yatakları, 519
Mağaralar, 513-515
Mağmatik kayalar, 158-163, 268-279, 512
Majör iyon evrim sıralaması, 241-244
Makroskopik akış kavramı, 17, 69
Maksimum duraylı havza verimi, 386, 425

Maksimum izin verilebilir konsantrasyon, 386, 425
Manitoba dolomit akiferi, hidrokimya, 261-268
Manometre, 15, 23
Matematiksel model, tanımı, 67
Mekanik dispersiyon, 75 (ayrıca bkz. Dispersiyon)
Membran etkileri (bkz. Yarı geçirgen membran)
Menteşe çizgisi, 194
Metamorfik kayalar, 158-163
Metan, 87, 118, 246, 439
Meteorik su, 519
Meteorik su çizgisi, 139
Mexico City, oturma, 9, 370
Mikro-organizmalar, 121, 241
Mikroskopik akış kavramı, 17, 70, 75
Milyonda eşdeğer, 87
Milyonda kısım, 88
Minerallerin çözünmesi:
  açık-sistem, 109, 254-256
  alüminosilikatlar, 270
  jips, 108, 243, 282
  kapalı-sistem, 109, 256-257
  karbonatlar, 108-112, 254-268, 280, 284, 288
  kayatuzu, 244
  laboratuvar deneyleri, 273-275
  tam çözünme, 107
  uyuşmayan, 107, 257-259, 272
Mississippi Vadisi kurşun-çinko yatakları, 520, 523
Mohr-Coulomb yenilme teorisi, 465-467, 499
Mohr dairesi, 465
Molalite, 87
Molarite, 87
Moleküler difüzyon katsayısı, 103, 390 (ayrıca bkz. Difüzyon katsayısı)
Moleküler difüzyon (bkz. Difüzyon)
Mol kesri, 88
Montmorillonit (bkz. Kil mineralleri)
Musquoduboit Limanı, Nova Scotia, akifer modeli, 357

N

Navier-Stokes denklemleri, 17
Nehir akışı:
  kurak dönem sellenmesi, 4, 206, 209-210, 222, 225-226
  flüviyal jeomorfoloji, 516
  hidrografı, 219-220, 225-226
  hidrolojik bütçede, 206
  hidrolojik döngüde, 4
  nehirden süzülme, 370
  oluşumu, 217-226
Nehir akışı oluşumu, 217-226
Nehir akış potansiyeli, 293
Nehir-akifer etkileşimleri, 206, 209-210, 222, 225-226, 370, 516
Nehirden meydana gelen süzülme, 369
Nehir jeomorfolojisi, 516
Nem içeriği, 39-44, 186, 213-216
Nernst denklemi, 121
Nitrifikasyon, 118, 413
Nokta sulandırma yöntemi, 342, 428
Nükleer atık, 447-454
Nükleer yakıt döngüsü, 447

O

Ohm yasası, 179
Oksidasyon durumu:
  değerler tablosu, 114, 115
  tanımı, 114
  tayin kuralları, 114
Oksidasyon-redüksiyon süreçleri:
  azot, 414
  elektrokimyasal evrim sıralaması, 244-247
  ilkeler, 114-116
  iz metaller, 417
  organik madde, 241, 288
Oksidasyon sayısı, 114
Oksijen:
  çözünmüş, 86, 95, 140, 245
  izotoplar, 137, 224
Optimum verim, 364
Organik madde, 241, 288, 424-426, 438
Organik su kalitesi standartları, 386
Ortak iyon etkisi, 112
Ortalama doğrusal hız, 71, 76, 391, 427
Ottawa, Ontario, yağıştaki trityum, 137
Oturma, 9, 57, 370-375
Ozmotik basınç, 105
Ozmoz, 105

Ö

Ölçek faktörleri, elektrik analog, 361
Özdirenç ölçümü, 309
Özdirenç logu, 310
Özgül boşalım, 16, 23, 24, 71
Özgül depolama, 58
Özgül geçirgenlik, 27
Özgül nem kapasitesi, 62, 212

Özgül verim, 61

P

Panel diyagram, 252
Parametre teşhisi, 358
Parmaklanma, 400
Partikül kütle yoğunluğu, 337
Payandalı baraj, 476
pE:
  evrim sıralaması, 244-247
  ölçümü, 141
  pE-pH diyagramları, 123-126, 247
  tanım, 119-126
Peclet sayısı, 392
Pennsylvania karbonat akiferi, hidrokimya, 261-268
Perde enjeksiyonu, 47
Permafrost, 163-165
Permeametre, 335-336
Pestisidler, 386, 425, 443
Petrolün birincil göçü, 503
Petrol dökülmeleri, 409-412
Petrolün hidrodinamik kapanlanması, 504-506
Petrol ve gaz göçü, 502-507
Petrol göçü, 502-507
pH:
  karbonatlarda, 108-111, 257-264
  ölçümü, 140
  p*E*-pHdiyagramları, 123-126, 247
  tanımı, 98
Pine Point kurşun-çinko madeni, Kuzeybatı Toprakları, 492, 521
Piper üçgen diyagramı, 249, 252
Piyezometre, 23, 177, 200, 234, 339-342
Piyezometrelerde zaman gecikmesi, 234, 340
Piyezometrik yüzey (bkz. Basınç yüzeyi)
Plüton yerleşimi, 512
Poliprotik asit, 99, 423
Pompaj deneyleri, 343-350
Pompaj sonrası yükselim, 329
Potansiyel (akışkanın), 18
Potansiyel buharlaşma terleme, 207
Prairie profili, 203
Proton transferi, 83

R

Radyasyon logu, 312
Radyoaktif atık, 447-454
Radyoaktif su kalitesi standartları, 386
Rahatlama, 183 (bkz. Aşırı rahatlama)
Rangely, Colorado, deprem deneyleri, 502
Reaksiyon böleni, 112, 132
Reaksiyonun standart serbest enerjisi, 93
Redoks potansiyeli, 120, 245
Redoks reaksiyonu, 115
Redoks süreçleri (bkz. Oksidasyon-redüksiyon süreçleri)
Redüksiyon (bkz. Oksidasyon-redüksiyon süreçleri)
Refraktör bileşikler, 426
Revelstoke Barajı, British Columbia, 10
Reynolds sayısı, 72
Rezistans ağı, 180
Rezistans-kapasitans ağı, 360
Richards denklemi, 67, 212, 544
Rocky Mountain Arsenal deşarj kuyusu, Colorado, 500
Rotari sondajı, 313

S

Sabit halkalı konsolidometre, 338
Sabit seviyeli permeametre, 335
Sabit yük sınırı, 169, 193, 331, 370
Salamura, 243, 293, 377
San Jacinto tüneli, California, 9, 490
San Joaquin vadisi, California, 148, 370
Santa Clara vadisi, California, oturma, 373
Sayısal benzetişim:
  akifer, 352-39, 546-548
  bölgesel akış, 197
  dengeli rejim, 181-185, 540-541
  dengesiz, 352-359, 540-541
  doygun olmayan, 213, 544
  sonlu farklar, 181-184, 352-356, 540-541, 544-548
  sonlu elemanlar, 184, 356
  ters, 356-359
  yamaç hidrolojisi, 219
  yeraltı suyu kirlenmesi, 400-401
Schoeller yarı logaritmik diyagramı, 249
Seçicilik fonksiyonu, 130
Seçicilik katsayısı, 130
Seki depolaması, 225-226, 230
Sellenme (bkz. Nehir akışı)
Senklinal, 156
Serbest akifer:
  iletimlilik, 61
  kuyuya ışınsal akış, 324-327
  özgül verim, 61
  pompaj deneyi, 346
  su seviyesi değişimleri, 232

tanımı, 48
Serbest enerji:
Gibbs, 91
standart (reaksiyonun), 93
Serbest konveksiyon, 508
Serbest kuyu fonksiyonu, 326
Serbest yüzey, 188, 481, 494
Sertlik, 387
SI birimleri, 526-528
Sıcak sulu jeotermal sistemler, 511
Sıkışabilirlik:
akifer, 56
birimi, 52, 56
değerler aralığı, 55
gözenekli ortamda, 54, 337-339
katsayısı, 338
kompaksiyon kaydedicisi yerleştirmelerinden, 375
laboratuvarda ölçümü, 337-339
suyun, 51, 59, 529
Sıkışabilirlik katsayısı, 338
Sıkışma indeksi, 338
Sıkışmayan sıvılar, 52
Sınır değeri problemi:
bir boyutlu konsolidasyonda, 333
bir boyutlu kütle taşınımında, 391
bir boyutlu süzülmede, 212
dengeli bölgesel yeraltı suyu akışında, 542-543
dengeli üniform akışta, 534-535
kuyuya ışınsal akışta, 316
tanım, 67-69
Sınır denge yöntemleri, 467
Sınırlı akifer, 330, 346, 349
Sıvı basıncı, 19-23, 529 (ayrıca bkz. Basınç yükü)
Sıvılaşma, 483
Sıvı potansiyeli, 18-23 (ayrıca bkz. Yük)
Sızdıran akifer, 320-324, 345, 346
Sızdıran kuyu fonksiyonu, 321
Sızıntı suyu, 435
Sızma:
barajların altında, 50, 68, 171, 477-481
kazılar içine, 453-458
toprak barajlarda, 481-485
tüneller içine, 487-491
Sızma kuvveti, 482, 516
Sızma yüzeyi, 186
Sismik kırılma, 310
Sleepers Nehri su havzası, Vermont, 220
SMOW, 137, 224
Sondaj çamuru, 313
Sondaj yöntemleri, 307, 312-314
Sonlu elemanlar yöntemi, 184, 356, 377, 40
Sonlu farklar yöntemi, 181-184, 352-356, 540-541, 544-548
Spesifik gravite, 529
Standart ortalama okyanus suyu, 137, 224
Stiff diyagramı, 248
Stockholm anlaşması, 119
Suda karışan yerdeğiştirme, 46
Su dengesi:
drenaj havzası, 205, 365
dünya, 5
Su havzası, 4, 205, 365
Su içeriği (bkz. Nem içeriği)
Su için denge denklemi, 52, 531
Su izotopları, 82
Su kalitesi standartları, 385-388
Su kullanımı, 6
Sulama suyu kalite standartları, 388
Su molekülü, 82
Su seven bitkiler, 201, 207, 231
Su seviyesi değişimleri, 215, 229-234, 366, 472
Su tablası:
asılı, 45, 48, 210
bölgesel, 195-197
dalgalanmalar, 215, 229-234, 366, 462
gecikmeli tepki, 325
kazı etrafında, 495
serbest yüzey, 188
sınır koşulları, 169
şev duraylılığı analizi için, 470
tanımı, 39
ters dönmüş, 45
tümseği, 367
Su yasası, 13
Suyla karışmayan yerdeğiştirme, 46, 385, 444
Suyun inorganik bileşenleri, 85
Suyun jeokimyası, 81-141, 238-297, 384-457 (ayrıca bkz. Hidrokimya)
Suyun kimyası 81-141, 238-297 (ayrıca bkz. Hidrokimya)
Suyun organik bileşenleri, 86, 424-426
Suyun sıkışabilirliği, 51, 59, 529
Sülfat indirgemesi, 118, 24,4 246
Süreksiz heterojenlik, 30
Süzülme:
beslenme, 211-217
nehirden gelen, 369
sayısal benzetişim, 544-545
su tablasında dalgalanmalar, 230
tanımı, 211
Süzülme kapasitesi, 211

Süzülme sırasında hava kapanlanması, 230-232, 369

Ş

Şevler için emniyet katsayısı, 470, 472
Şev duraylılık analizinde denge yöntemleri, 467
Şev duraylılığı, 464-475, 516
Şeyl, 158, 280-284

T

Tamamlayıcı hata fonksiyonu, 391,539
Tam çözünme, 107
Tam doymamışlık, kimyasal, 113, 265, 268
Tane boyu eğrisi, 350
Tanjant yasası, 172, 197
Tarama eğrisi, 41
Taşınma süreçleri, 388-413, 549-553 (ayrıca bkz. Yeraltı suyu kirlenmesi)
Tecolate Tüneli, California, 489
Tekrarlı sayısal yöntem, 183
Teleskobik piyezometre, 24, 200
Temel zaman gecikmesi, 340
Temsilci elementer hacim, 70
Tensiyometre, 39
Termal gradyan, 25, 507
Termal rejimler, 508
Termodinamik denge sabiti (bkz. Denge sabiti)
Ters dönmüş su tablası, 45, 214
Ters problem, 356-359
Ters rotari sondajı, 313
Test sondajı, 307
Theis çözümü, 217
Theis eğrisi, 317
Theis yöntemi, 343-347
Til, 150
Tip eğrisi, 343
Toplam çözünmüş katılar, 84, 140, 241, 250, 284, 385
Toplam gerilme, 53
Toplam parametre yaklaşımı, 206
Toplam sertlik, 387
Toplam yük, 22 (ayrıca bkz. Yük)
Toprak barajlar, 476, 481-485
Toprak haritaları, 306
Trityum, 82, 136, 201, 221-224
Trityum birimi, 136
Tuz filtrelemesi, 293-294
Tuzlanma etkisi, 96
Tuzlu su girişimi, 375-378
Tuzlu su-tatlı su ara yüzeyi, 376
Tüneller, 487-491

U

Ultra filtreleme, 293
U.S.G.S. akifer modeli, 355
Uyumsuz çözünme, 107, 257-259, 272
Uyumsuzluk, 146

Ü

Üç eksenli deney, 466

V

Vadoz zon (bkz. Doygun olmayan zon)
Vaiont Barajı, İtalya, 10
Venedik, İtalya, oturma, 375
Verici nehir, 205
Verim:
  akifer, 305, 352-364
  emniyetli, 364
  havza, 305, 64-367
  kuyu, 305, 313
  maksimum duraylı havza, 367
  optimum, 364
  özgül, 61
Virüsler, 441
Viskozite:
  dinamik, 27, 58, 72, 529
  kinematik, 529
Volkanik kayalar, 160-162

W

Welland Kanalı, Ontario, drenaj, 493

Y

Yağış:
  hidrolojik bütçede, 205-206
  hidrolojik döngüde, 4
  kimyası, 238
  süzülme olarak, 212
Yağmur kimyası, 238
Yamaç hidrolojisi, 217-221
Yanal dispersiyon (bkz. Dispersiyon)
Yapay beslenme, 230, 367-370
Yapısal jeoloji, 145, 307, 474, 498-502
Yarı geçirgen membran, 104
Yarı logaritmik eğri uyarlama, 347-348

Yarı reaksiyon, 107-108 (ayrıca bkz. Oksidasyon-redüksiyon süreçleri)
Yaş tayini (bkz. Yeraltı suyu yaşının belirlenmesi)
Yayılabilirlik:
  hidrolik (doygun), 61
  zemin suyu (doygun olmayan), 62
Yayılan havza, 369
Yel çökelleri, 149
Yeraltı suyu:
  akarsu çökellerinde, 147-148
  akışı (bkz. Yeraltı suyu akışı)
  aranması, 306-314
  basınçlı (bkz. Basınçlı akifer)
  beslenmesi (bkz. Beslenme)
  boşalımı (bkz. Boşalım)
  buzul çökellerinde, 149-152
  göllerle etkileşimi, 226-229, 485-487
  jeolojisi, 145-166
  jeoteknik problem olarak, 464-496
  kalitesi, 385-388
  karbonat kayalarda, 154-157
  kaynak değerlendirmesi, 304-378
  kimyası (bkz. Hidrokimya)
  kirlenme (bkz. Yeraltı suyu kirlenmesi)
  kitapları, 12
  kömürde, 157
  mağmatik ve metamorfik kayalarda, 158-163
  permafrostda, 163-165
  serbest (bkz. Serbest akifer)
  tanımı, 2
  verimi, 305, 313, 364-367
  yararlanma, 6
  yaş tayini, 134-139, 201, 266, 290-292
  yel çökellerinde, 149
Yer altı suyu akış denklemleri, 63-67, 316, 531-553, 549-553
Yeraltı suyu akışı:
  bölgesel (bkz. Bölgesel yeraltı suyu akışı)
  çalkantılı, 72
  çatlaklı kayalarda, 73, 154-162, 297, 408-413, 472-475
  çok fazlı, 45, 504
  dengeli rejim (bkz. Dengeli rejim akışı)
  dengesiz (bkz. Dengesiz akış)
  denklemleri, 63-67, 316, 531-533, 549-553
  süreksiz ortam yaklaşımı, 73
  doygun olmayan (bkz. Doygun olmayan akış)
  eşlenik, 25-26
  kazılara, 491-496
  laminer, 72
  makroskopik, 17, 69
  mikroskopik, 17, 70, 75
  petrol göçünde, 503
  tünellere, 487-491
Yeraltı suyu beslenmesi (bkz. Beslenme)
Yeraltı suyu boşalımı (bkz. Boşalım)
Yeraltı suyu bölümü, 194
Yeraltı suyu kirlenmesi:
  adveksiyon-dispersiyon denklemi, 389, 395, 402, 549-553
  ağır metaller, 416-420
  arsenik, 420
  azot, 413-416, 442
  bölgesel akış sistemlerinde, 401, 406-407
  cıva, 417
  çatlaklı kayalarda, 408-413
  derin kuyu deşarjından, 454-456
  deterjanlardan, 440
  düzenli depolama alanlarından, 434-442
  florür, 421
  fosfatlar, 422
  gecikme, 404-410, 552
  gübrelerden, 442
  heterojen ortamda, 397-402
  iz ametaller, 420-424
  iz metaller, 416-420
  kanalizasyon atıklarından, 439-442
  madencilik faaliyetlerinden, 457
  organik maddeler, 424-426
  pestisidler, 425-443
  petrol dökülmelerinden, 444-447
  radyoaktif atıklardan, 447-454
  reaktif bileşenler, 402-408
  su kalitesi standartları, 385-388
  tarımsal faaliyetlerden, 442-444
  taşınma süreçleri, 388-413, 549-553
  yol tuzundan, 456
Yeraltı suyu mostrası, 201
Yeraltı suyunda ısı transferi, 25, 507-510
Yeraltı suyunda sıcaklık dağılımı, 508-510
Yeraltı suyunun yaşının tayini:
  karbon-14 ile, 134-135, 201, 266, 290-292
  trityum ile, 136
Yerde ısı akışı, 507
Yerel akış sistemi, 196
Yığınsal kütle yoğunluğu, 337
Yoğunluk:
  ağırlık, 23, 529
  batmış, 482
  kütle, 19, 23, 52, 376, 529
  yığınsal, 337
Yük:

basınç, 21-23, 39-41, 529
emme, 39
gerilim, 39
hidrolik, 14, 18-26
kot, 21-23
toplam, 22
Yük denge denklemi, 96
Yük denge hatası, 97
Yüzen halkalı konsolidometre, 338
Yüzeyaltı taşkın akışı, 4, 217, 229-221
Yüzeysel akış, 4, 211, 217-218
Yüzeysel su tüketen bitkiler, 201, 237, 231

Z

Zaman faktörü, konsolidasyon, 334
Zama-Rainbow petrol sahası, Alberta, 521
Zemin nemi (bkz. nem içeriği)
Zemin-su yayılabilirliği, 62
Zorlanmış konveksiyon, 508

Gazi
kitabevi

MERKEZ
Dögol Caddesi 39/C
Beşevler - ANKARA
Tel: 0 312 223 77 73
Faks: 0 312 215 14 50

ŞUBE
Taşkent Caddesi
5/B Bahçelievler
1.Cadde - ANKARA
Tel: 0312 213 32 82
Tel: 0312 213 56 37
Faks: 0312 213 32 82

www.gazikitabevi.com.tr.
info@gazikitabevi.com.tr.

ISBN 975-8640-60-7
9 789758 640607