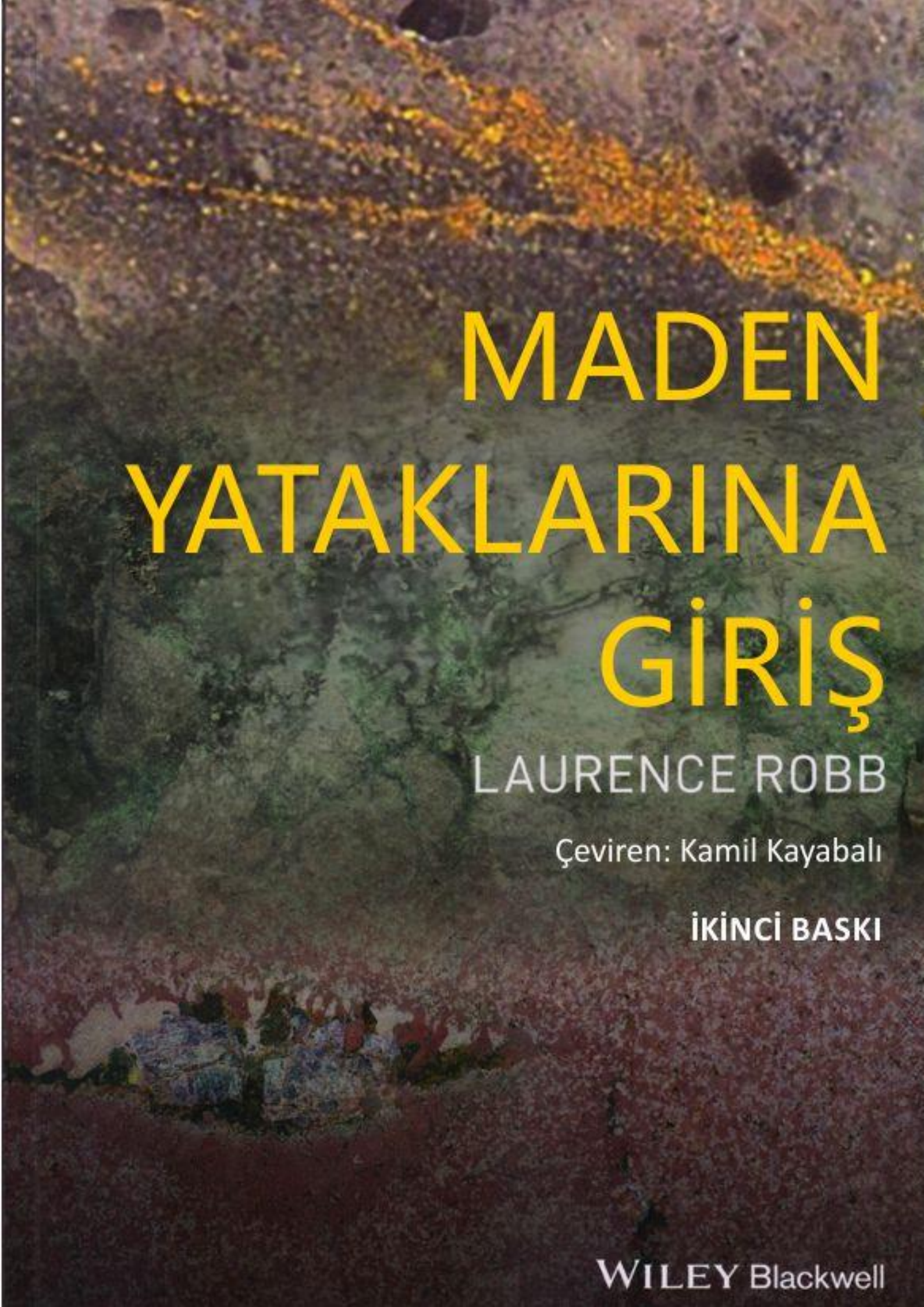


MADEN YATAKLARINA GİRİŞ

LAURENCE ROBB

Çeviren: Kamil Kayabalı

İKİNCİ BASKI

WILEY Blackwell

Maden Yataklarına Giriş

Maden Yataklarına Giriş

Laurence Robb
Oksford Üniversitesi
Oksford, Birleşik Krallık

İkinci Baskı

Çeviren

Kâmil Kayabalı
Ankara Üniversitesi

WILEY Blackwell

Bu kitabın ikinci baskısı ilk olarak 2021'de yayınlanmıştır.
© 2021 John Wiley & Sons Ltd.
Basım Tarihçesi
Wiley Blackwell (1. Baskı 2005)
Tüm hakları saklıdır. Yasanın izin verdiği haller dışında bu yayının herhangi bir kısmı elektronik, mekanik, foto kopyalama, kaydetme veya başka yollarla çoğaltılamaz, arşivlenemez veya başkasına aktarılamaz. Bu kitaptaki telifli malzemenin yeniden kullanımı için gerekli izinler konusunda aşağıdaki internet sayfasına başvurunuz.
www.wiley.com/go/permissions
Bu kitabın yazarı olarak Laurence Robb'ın hakları yasayla teminat altına alınmıştır.
Kayıtlı Olduğu Ofisler
John Wiley & Sons, Inc., 111 River Street, Hoboken, NJ 07030, USA
John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, PO19 8SQ, UK
Editörlük Ofisi 9600 Garsington Road, Oxford, OX4 2DQ, UK
Küresel editörlük ofislerimiz, müşteri hizmetlerimiz ve Wiley ürünleri hakkında daha fazla bilgi almak için www.wiley.com sayfamızı ziyaret ediniz.
Wiley ayrıca kitaplarını çeşitli elektronik formatlarda ve talep üzerine basılı olarak yayınlamaktadır. Bu kitabın standart basılı sürümlerinde görünen bazı içerikler, diğer biçimlerde mevcut olmayabilir.
Sorumluluk Sınırı / Garanti Reddi
Bu çalışmanın içeriği, sadece genel bilimsel araştırmayı, anlayışı ve tartışmayı ilerletmeyi amaçlamaktadır ve herhangi bir hasta için doktorlar tarafından bilimsel yöntem, tanı veya tedaviyi önerme veya teşvik etme amacı taşımaz ve bunlara güvenilmemelidir.
Devam eden araştırmalar, ekipman değişiklikleri, resmi düzenlemelerdeki değişiklikler ve ilaçların, ekipmanların ve cihazların kullanımına ilişkin sürekli bilgi akışı göz önünde bulundurulduğunda, okuyucunun her ilaç, ekipman veya cihaz, diğer şeylerin yanı sıra, kullanım talimatındaki veya endikasyonundaki herhangi bir değişiklik ve ek uyarılar ve önlemler için prospektüste veya ilgili talimatlarda verilen bilgileri gözden geçirmesi ve değerlendirmesi istenir. Yayıncı ve yazarlar bu çalışmayı hazırlamak için ellerinden gelen en iyi çabayı göstermiş olsalar da, bu çalışmanın içeriğinin doğruluğu veya kesin doğruluğu ile ilgili hiçbir beyan veya garanti vermezler ve özellikle satılabilirlik veya belirli bir amaç için uygunluk ile ilgili zımni garantiler dâhil, ancak bunlarla sınırlı olmamak üzere tüm garantileri reddederler. Bu çalışma için satış temsilcileri, yazılı satış materyalleri veya promosyon beyanları tarafından hiçbir garanti oluşturulamaz veya uzatılamaz. Bir kuruluştan, web sitesinden veya üründen bu çalışmada bir alıntı ve/veya daha fazla bilgi için potansiyel kaynak olarak atıfta bulunulması, yayıncı ve yazarların kuruluşun, web sitesinin veya ürünün sağlayabileceği bilgi veya hizmetleri onayladığı veya önerilerde bulunabileceği anlamına gelmez. Bu eser, yayıncının profesyonel hizmetler sunmakla meşgul olmadığı anlayışıyla satılmaktadır. Burada yer alan tavsiyeler ve stratejiler durumunuza uygun olmayabilir. Uygun olduğu durumlarda bir uzmana danışmalısınız. Ayrıca okuyucular, bu çalışmada listelenen web sitelerinin bu çalışmanın yazıldığı ve okunduğu zaman arasında değişmiş veya kaybolmuş olabileceğinin farkında olmalıdır. Ne yayıncı ne de yazarlar, özel, arızî, dolaylı veya diğer zararlar dâhil ancak bunlarla sınırlı olmamak üzere herhangi bir kazanç kaybından veya diğer ticari zararlardan sorumlu olmayacaktır.
Kongre Kütüphanesi'nde Kataloglama Biçimi
İsim: Robb, L., yazar.
Başlık: : Introduction to ore-forming processes / Laurence Robb, Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford, UK.
Tanımlama: İkinci baskı. | Hoboken, NJ : Wiley-Blackwell, 2020. | Dizini var.
Tanımlama kodları: LCCN 2019058286 (fiziksel baskı) | LCCN 2019058287 (e-kitap) | ISBN 9781119967507 (karton kapak) | ISBN 9781119232391 (adobe pdf) | ISBN 9781119232384 (e-yayın)
Konular: LCSH: Madenler.
Sınıflama: LCC QE390 .R32 2020 (baskı) | LCC QE390 (e-kitap) | DDC 553/.1--dc23
LC kaydı https://lccn.loc.gov/2019058286'da mevcuttur.
LC e-kitap https://lccn.loc.gov/2019058287'de mevcuttur.
Kapak tasarımı: Wiley
Kapak Resimleri: © Laurence Robb ve Lawrence Minter

İçindekiler

İkinci Baskının Önsözü xiii

Birinci Baskının Önsözü xv

Giriş: Cevher Kaynakları xvii

Birinci Kısım: Magmatik Süreçler 1

1 Cevher Oluşturan Magmatik Süreçler 3
1.1 Giriş 4
1.2 Magmalar ve Metalojeni 4
1.2.1 Kabuk Mimarisi ve Maden Zenginliği 4
1.2.2 Magma Çeşitleri ve Bu Magmaların Metal İçerikleri 7
1.2.2.1 Bazalt 7
1.2.2.2 Andezit 9
1.2.2.3 Riyolit 10
1.2.2.4 Alkalen Magmalar, Karbonatit ve Kimberlit 12
1.3 Bazı Magmaların Diğerlerinden Daha Üretken Olması - Kalıtsal Faktör 13
1.3.1 Siderofil Metal Zenginleşmeleri İçin "Geç Kaplanma" Hipotezi - Au ve Pt'in Kökeni Uzay Olabilir mi? 14
1.3.2 Elmaslar ve Anlattıkları Hikâye 15
1.3.3 Metasomatize Mantodaki Metal Zenginleşmeleri ve Bunların Kabuğa Transferi 20
1.3.4 Karbonatitik ve Peralkalen Magmalarda Metal Zenginleşmesi 21
1.3.5 I Tipi ve S Tipi Granit Magmaları ve Metal İçerikleri 27
1.4 Cevher Oluşturan Süreçler Olarak Kısmî Ergime ve Kristal Fraksiyonlaşması 30
1.4.1 Kısmî Ergime 31
1.4.1.1 Kısmî Ergime Sırasında İz Element Dağılımı 32
1.4.2 Magmanın Kristallenmesi 34
1.4.2.1 Magmatik Kütlelerin Şekli ve İçsel Zonlanması 36
1.4.2.2 Fraksiyonel Kristallenme Sırasında İz Element Dağılımı 39
1.4.3 Fraksiyonel Kristallenme ve Tek mineralli Kromit Katmanların Oluşumu 43
1.4.3.1 Irvine Modeli 43
1.4.3.2 Kromitit Katmanlarının veya Merceklerinin Oluşumu İçin Diğer Mekanizmalar 47
1.4.4 Kristal Fraksiyonlaşması Süreci Olarak Filtre Preslemesi 48
1.4.4.1 Konak Kayası Anortozit Olan Ti-Fe Yatakları 48
1.5 Cevher Oluşturan Bir Süreç Olarak Sıvı Karışmazlığı 49
1.5.1 Silikat - Oksit Karışmazlığı 49

1.5.2 Silikat - Sülfit Karışmazlığı 50
1.6 Mafik Magmalardaki Cevherleşme Süreçlerinin Ayrıntılı Değerlendirmesi 52
1.6.1 Sülfit Çözünürlüğüne Yakından Bakış 52
1.6.2 Sülfit - Silikat Bölümlenme Katsayıları 53
1.6.3 R Faktörü ve Bolluğu Düşük İz Elementlerin Zenginleşmesi 54
1.6.4 Sülfit Doygunluğuna Neden Olan Faktörler 56
1.6.4.1 Dış Kökenli Kükürt Eklenmesi 56
1.6.4.2 Fraksiyonel Kristallenme 56
1.6.4.3 Yeni Magma Girişi ve Magma Karışması 58
1.6.4.4 Magma Kirlenmesi 68
1.6.5 Katmanlı Mafik İntrüzyonlardaki Cevherleşme için Diğer Modeller 69
1.6.5.1 PGE Kümeleri 69
1.6.5.2 PGE Zenginleşmelerinde Kromitin Rolü 71
1.6.5.3 Hiyatüs Modelleri 72
1.6.5.4 Sıvıyla İlgili PGE Sızması 72
1.7 Katmanlı Mafik İntrüzyonlar İçin Bir Cevherleşme Modeli 72
1.8 Özet 75
Yardımcı Kaynaklar 75

2 Cevher Oluşturan Magmatik-Hidrotermal Süreçler 77
2.1 Giriş 77
2.2 Suyun Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri 78
2.3 Magmatik Sulu Faz Oluşumu 81
2.3.1 Magmatik Su – Nereden Geliyor? 81
2.3.2 Silikat Magmalarında H_2O Çözünürlüğü 83
2.3.3 Burnham Modeli 85
2.3.3.1 Kaynamanın Mekanik Etkileri Üzerine Bir Not 88
2.4 Magmatik-Hidrotermal Çözeltilerin Bileşimi ve Özellikleri 88
2.4.1 Kuvars Damarları – Akışkan Bileşimleri Hakkında Bize Neler Söylerler? 88
2.4.2 Magmatik Sulu Çözeltilerdeki Temel Elementler 89
2.4.3 Magmatik Sulu Çözeltilerin Diğer Önemli Bileşenleri 89
2.4.3.1 Sıvı Kapanım Analizlerinden Magmatik Akışkan Bileşimlerinin Tayini 92
2.4.4 Magmatik Akışkanlarda Karbondioksit 94
2.4.5 Magmatik Akışkanların Diğer Önemli Özellikleri 95
2.5 Pegmatitler ve Bunların Granitle İlişkili Cevher Oluşum Süreçleri Açısından Önemi Üzerine Bir Not 97
2.5.1 Pegmatit Oluşumuna Dair İlk Modeller 98
2.5.2 Pegmatitlerin Kökeni Üzerine Güncel Görüşler 98
2.6 Akışkan-Ergiyik İz Element Bölümlenmesi 100
2.6.1 Sulu Çözeltide Metal Çözünürlüğü Üzerine İlk Deneyler 100
2.6.2 Metallerin Akışkan-Ergiyik Bölümlenmesine Ayrıntılı Bir Bakış 102
2.6.2.1 "İlk Kaynama" Sırasında Akışkan-Ergiyik Bölümlenmesi 103
2.6.2.2 "İkinci Kaynama" Sırasında Akışkan-Ergiyik Bölümlenmesi 103
2.6.2.3 Metallerin H_2O Buharına Bölümlenmesi 104
2.6.3 Ergiyik ve H_2O Akışkanı Arasında Cu, Mo ve W'ın Bölümlenmesi 106
2.7 Granitlerin Su İçeriği ve Yerleşme Derinliği - Cevher Oluşum Süreçleriyle İlişkileri 107
2.8 Porfiri Tip Cu, Mo ve W Yataklarının Oluşum Modelleri 110

2.8.1 Porfiri Cu-(Mo) ve Porfiri Mo-(Cu) Tipi Yatakların Kökeni 110
2.8.2 Porfiri W(±Sn) Tipi Yatakların Kökeni 114
2.8.3 Porfiri Bakır Yataklarının Oluşumunda Kükürdün Rolü 115
2.8.3.1 Porfiri Sistemlerde Metallerin Yoğunlaşmasında Kükürdün Rolü 115
2.8.3.2 Porfiri Sistemlerde Cevher Minerallerinin Çökelmesinde Kükürdün Rolü 116
2.9 Yüzeye Yakın Magmatik-Hidrotermal Süreçler - "Epitermal" Ailesi Au-Ag-(Cu) Yatakları 116
2.9.1 Epitermal Yataklarda Altın Çökelme Mekanizmaları 119
2.10 Skarn Yatakları 123
2.10.1 Prograd – İzokimyasal Kontak Metamorfizması 126
2.10.2 Prograd Metasomatizma ve Yer Değiştirme 126
2.10.3 Retrograd - Meteorik Sıvı Akışı ve Ana Metal Çökelmesi 127
2.11 Granit Plütonlarının İçinde ve Çevresinde Akışkan Hareketi 128
2.12 Cevherleşmiş Mafik Kayalarda Hidrotermal Akışkanların Rolü 133
2.12.1 Bir Magmatik-Hidrotermal Akışkanın Bushveld Kompleksindeki PGE Cevherleşmesi Üzerindeki Etkileri 134
2.13 Özet 135
Yardımcı Kaynaklar 136

İkinci Kısım: Hidrotermal Süreçler 139

3 Cevher Oluşturan Hidrotermal Süreçler 141
3.1 Giriş 142
3.2 Yerkabuğundaki Diğer Akışkanlar ve Kökenleri 142
3.2.1 Deniz Suyu 144
3.2.2 Meteorik Su 144
3.2.3 Havza Suyu (veya Konne Su) 145
3.2.4 Metamorfik Su 149
3.2.5 Karışık Kökenli Sular 150
3.3 Hidrotermal Akışkanların Yerkabuğundaki Hareketi 152
3.3.1 Kabuk Ölçeğinde Akışkan Akışını Etkileyen Faktörler 152
3.3.2 Hidrostatiğe Karşı Litostatik Basınç Gradyanlarına İlişkin Bir Not 154
3.3.3 Deformasyon ve Hidrotermal Akışkan Hareketi 155
3.3.4 Akışkan Hareketini ve Mineral Çökmesini Etkileyen Diğer Faktörler 158
3.3.4.1 Bir Kayadan Bir Akışkanın Geçmiş Olması Nasıl Anlaşılır? 159
3.4 Metal Çözünürlüğünü Etkileyen Diğer Faktörler 160
3.4.1 Hidrotermal Çözeltilerdeki Önemli Metal-Ligand Kompleksleri 162
3.4.1.1 Sert Metaller 162
3.4.1.2 Sınır Metalleri 163
3.4.1.3 Yumuşak Metaller 165
3.4.2 Sulu Buhar Fazındaki Metal Çözünürlükleri Hakkında İlave Açıklama 167
3.4.3 Metal-Organik Kompleksler Hakkında Kısa Bir Not 167
3.5 Çözeltideki Metallerin Çökelme Mekanizmaları 169
3.5.1 Metal Çökelimini Etkileyen Fizikokimyasal Faktörler 170
3.5.1.1 Sıcaklık 171
3.5.1.2 Basınç 171
3.5.1.3 Faz Ayrımı (Kaynama ve Köpürme) 172
3.5.1.4 Akışkan Karışması/Seyrelmesi 173

3.5.1.5 Akışkan/Kaya Reaksiyonları (pH ve Eh Kontrolleri) 176
3.5.2 Adsorpsiyon 176
3.5.3 Biyolojik Ortamda Metal Çökelme Süreçleri 179
3.5.3.1 Biyocevherleşme 180
3.6 Akışkan-Kaya Etkileşimi: Hidrotermal Alterasyona Giriş 183
3.6.1 Alterasyon Çeşitleri ve Cevherleşme ile İlişkisi 187
3.6.1.1 Potasik Alterasyon 187
3.6.1.2 Fillik (veya Serizitik) Alterasyon 190
3.6.1.3 Propilitik Alterasyon 190
3.6.1.4 Arjilik Alterasyon 190
3.6.1.5 Silikasyon 190
3.6.1.6 Silisleşme 190
3.6.1.7 Karbonatlaşma 191
3.6.1.8 Greyzenleşme 191
3.6.1.9 Hematitleşme 191
3.7 Metal Zonlanma ve Parajenez Sıralanması 191
3.7.1 Ornatma Süreçleri 194
3.8 Cevher Oluşum Süreçlerinin Güncel Benzerleri - VMS-SEDEX Dizisi 195
3.8.1 "Siyah Dumanlı Tüteçler" - VMS Yatağı Oluşumunun Güncel Bir Karşılık 196
3.8.2 Salton Denizi ve Kızıldeniz Jeotermal Sistemleri - SEDEX Cevherleşme Süreçleri için Güncel Karşılıklar 204
3.8.2.1 Salton Denizi Jeotermal Sistemi 204
3.8.2.2 Kızıl Deniz ve VMS–SEDEX Sürekliliği 206
3.9 Sulu-Karbonik Metamorfik Akışkanlarla İlişkili Maden Yatakları 209
3.9.1 Orojenik Altın Yatakları 210
3.9.1.1 Arkeen 210
3.9.1.2 Proterozoyik 211
3.9.1.3 Fanerozoyik 211
3.9.2 Carlin Tipi Altın Yatakları 211
3.9.3 Konak Kayası Kuvars Çakıllı Konglomera Olan Altın Yatakları 214
3.10 Havza Akışkanlarıyla İlişkili Maden Yatakları 217
3.10.1 Konak Kayası Tortul Olan Stratiform Bakır (SSC) Yatakları 218
3.10.2 Misisipi Vadisi Tipi (MVT) Pb-Zn Yatakları 222
3.11 Yüzeye Yakın Meteorik Akışkanlarla (Yeraltı Suyuyla) İlişkili Maden Yatakları 230
3.11.1 Uranyumun Çözeltide Taşınması ve Çökelmesi Hakkında Kısa Bir Not 230
3.11.2 Konak Kayası Kumtaşı Olan Uranyum Yatakları 231
3.11.2.1 Colorado Platosu (Tablamsı) Uranyum-Vanadyum Tipi 231
3.11.2.2 Roll-Front Tipi 233
3.12 Özet 235
Yardımcı Kaynaklar 237

Üçüncü Kısım: Sedimenter/Yüzeysel Süreçler 239

4 Yüzeysel ve Süperjen Cevher Oluşum Süreçleri 241
4.1 Giriş 241
4.2 Kimyasal Bozuşma İlkeleri 242
4.2.1 Çözünme ve Hidrasyon 243
4.2.2 Hidroliz ve Asit Hidrolizi 244

4.2.3 Oksidasyon 244
4.2.4 Katyon Değişimi 245
4.3 Lateritik Yataklar 245
4.3.1 Laterit Oluşumu 245
4.3.2 Boksit Cevheri Oluşumu 246
4.3.3 Nikel Lateritleri 251
4.3.4 Lateritlerde Altın 253
4.3.5 Lateritlerde Platin Grubu Elementleri (PGE) Zenginleşmesi Hakkında Bir Not 257
4.4 Kil Yatakları 258
4.4.1 Cornwall Kaolinit (Porselen Kili) Yatakları 259
4.4.2 Killerde "İyon Adsorpsiyonlu" Nadir Toprak Elementi (NTE) Yatakları 261
4.5 Kaliş İçindeki Yataklar 265
4.5.1 Kalkrit Konak Kayalı veya Yüzeysel Uranyum Yatakları 265
4.6 Yüzeye Yakın Ortamda Cu ve Diğer Metallerin Süperjen Zenginleşmesi 267
4.6.1 Bakır Yataklarının Süperjen Oksidasyonu 267
4.6.1.1 Diğer Metallerin Süperjen Zenginleşmesine İlişkin Bir Not 272
4.7 Özet 275
Yardımcı Kaynaklar 276

5 Cevher Oluşturan Sedimenter Süreçler 277
5.1 Giriş 277
5.2 Kırıntılı Sedimentasyon ve Ağır Mineral Konsantrasyonu - Plaser Yatakları 278
5.2.1 Temel İlkeler 279
5.2.2 Plaser Oluşumuna İlişkin Hidrolik Boylanma Mekanizmaları 281
5.2.2.1 Oturma 281
5.2.2.2 Sürüklenme 283
5.2.2.3 Makaslama Boylanması 285
5.2.2.4 Taşınma Boylanması 285
5.2.3 Boylanma İlkelerinin Plaser Yataklarına Uygulanması 288
5.2.3.1 Küçük Ölçek 288
5.2.3.2 Orta Ölçek 288
5.2.3.3 Büyük Ölçek 288
5.2.4 Sahil ve Eoliyen Ortamlarda Sediment Boylanmasıyla İlgili Bir Not 290
5.2.4.1 Plajlar 293
5.2.4.2 Rüzgar Kaynaklı Sediment Taşınması 295
5.2.5 Plaser Yataklarının Sayısal Benzetişimi 296
5.3 Kimyasal Sedimentasyon - Demir Formasyonları, Fosforitler ve Evaporitler 298
5.3.1 Demir Formasyonları ve Demirtaşları 298
5.3.1.1 Bataklık Demir Cevherleri 299
5.3.1.2 Fanerozoyik Ooidal Demirtaşı (FOD/POI) Yatakları 300
5.3.1.3 Bantlı ve Granüler Demir Oluşumu - Gizemli Bir Kaya Türü 302
5.3.1.4 BIF'lerin Çökelme Mekanizmaları 304
5.3.1.5 Demir Formasyonu Çökelmesinin Döngüselliği 308
5.3.1.6 BIF'lerin Ekonomik Demir Cevheri Yataklarına Dönüşümü 309
5.3.2 Tabakalı Mangan Yatakları 313
5.3.3 Okyanus Tabanı Manganez Yumruları Hakkında Bir Not 314
5.3.4 Fosforitler 316

5.3.4.1 Güncel Çökelime Dayalı Bir Fosfojenez Modeli 319
5.3.5 Siyah Şeyller 322
5.3.6 Evaporitler 323
5.4 Fosil Yakıtlar - Petrol/Gaz Oluşumu ve Kömürleşme 330
5.4.1 Temel İlkeler 330
5.4.2 Petrol ve Gaz Oluşumu (Olağan) 331
5.4.2.1 Kaynak Kaya ve Organik Olgunlaşma 335
5.4.2.2 Petrol Göçü ve Rezervuar Değerlendirmeleri 337
5.4.2.3 Petrol ve Gazın Kapanlanması 340
5.4.3 Kömürleşme Süreçleri 345
5.4.3.1 Kömürün Özellikleri 349
5.4.3.2 Ekonomik Kömür Yataklarının Oluşumuna Dair Bir Not 352
5.4.4 Olağan Dışı Hidrokarbonlar - Şeyl Gazı, Petrollü Şeyller ve Petrollü Kumlar 354
5.4.4.1 Kaya Gazı ve Petrollü Şeyller 354
5.4.4.2 Katranlı Kumlar 354
5.4.5 Gaz Hidratları 356
5.5 Özet 359
Yardımcı Kaynaklar 359
Sedimentoloji ve Plaser Süreçleri 360
Kimyasal Sedimentasyon ve Cevher Oluşumu 360
Fosil Yakıtlar 360

Dördüncü Kısım: Küresel Tektonik ve Metalojeni 361

6 Küresel Tektonik Açıdan Maden Yatakları 363
6.1 Giriş 363
6.2 Maden Yataklarının Dağılımındaki Desenler 364
6.3 Kıtasal Büyüme ve Süper Kıta Döngüsü 366
6.3.1 Kıtasal Büyüme Hızlarının Kestirimi 366
6.3.2 Süper Kıta Döngüleri 369
6.3.2.1 Kenorland 370
6.3.2.2 Nuna (veya Columbia) 370
6.3.2.3 Rodinya 370
6.3.2.4 Pangea 372
6.4 Jeolojik Süreçler ve Metalojenez 375
6.4.1 Hidrosfer ve Atmosferin Evrimi 375
6.4.2 Küresel Isı Üretiminde ve Manto Sıcaklığında Süregelen Düşüş 376
6.4.3 Uzun Vadeli Küresel Tektonik Eğilimler ve Manto Konveksiyonu 377
6.4.4 Östatik Deniz Seviyesi Değişimleri ve "Kıta Fribordu" 379
6.5 Zaman İçinde Metalojeni 380
6.5.1 Arkeen Üstzamanı 380
6.5.1.1 Hadean (> 4 milyar yıl) ve Eoarkeen (> 3,6 milyar yıl) Aşamaları 381
6.5.1.2 Paleo, Mezo ve Neoarktik Dönemler (3,6-2,5 milyar yıl) 381
6.5.1.3 Kalkan Oluşumu (3,1 milyar yıl öncesi) 382
6.5.1.4 Kratonlaşma (yaklaşık. 3,1–2,5 milyar yıl) 382
6.5.2 Proterozoyik Üstzamanı 384
6.5.2.1 Paleoproterozoyik Çağ (2,5-1,6 milyar yıl) 385
6.5.2.2 Mezoproterozoik Dönem (1,6-1,0 milyar yıl) 386

6.5.2.3 Neoproterozoyik Dönem (1-0,54 milyar yıl) 386
6.5.3 Fanerozoyik Üstzamanı 388
6.5.3.1 Fanerozoyik Tektonik Döngüleri ve Metalojeni 392
6.5.3.2 Fanerozoik Metalojeninin Zamana Bağlı ve Bölgesel Yönleri 393
6.6 Levha Tektoniği Ortamları ve Maden Yatakları - Özet 396
6.6.1 Genişlemeli Rejimler 396
6.6.**2** Sıkışmalı Rejimler 396
6.7 Özet 399
Yardımcı Kaynaklar 400

Kaynaklar 401

Dizin 433

İkinci Baskının Önsözü

Bu kitabın ilk baskısının üzerinden on yılı aşkın bir zaman geçmiştir. Bu süre zarfında metalojeni ve Yer Sistem Bilimi bilgilerinin ilerletilmesine yönelik birtakım gelişmeler olmuştur. Küresel tektonik süreçler ve kabuk evriminin doğası hakkındaki anlayışımız, ekonomik jeoloji uygulamalarını etkilemeye devam etmekte ve doğal kaynakların tedarikini sorumlu ve sürdürülebilir bir şekilde korumaya yardımcı olmaktadır. Gelişmekte olan ülkelerin ekonomileri büyümeye devam ettikçe her zamankinden daha fazla insan yirmi birinci yüzyıla yakışan bir yaşam tarzının faydalarından yararlanmaktadır. Bununla birlikte, küresel ekonomi ve özellikle doğal kaynaklar endüstrisi, stratejik olarak önemli malların arz güvenliği büyük bir sorun haline geldiği için döngüsel kalmaktadır. Bunun bir sonucu, tedariki sürdürülebilir olarak kabul edilemeyen "kritik metallerin" kısa veya orta vadede tanımlanmasıdır. Halen yeni metalotektlerin keşfedilmesine (ve hatta derin okyanusta ve uzaydaki metaller için keşifler yapılmasına) rağmen tükenen doğal kaynakların yenilenmesi daha zor ve çevresel olarak cazip hale gelmektedir. Bu sorunları hafifletmek için, doğal kaynakların sorumlu bir şekilde korunması her zamankinden daha gerekli ve tüm yerbilimcilerinin metalojeni ve kaynak döngüsünü anlamaları için devam eden bir ihtiyaçtır. Cevher Oluşum Süreçlerine Giriş'in 2. Baskısı bu taleplerin karşılanmasında rol oynayacak şekilde güncellenmiştir. Kitap, doğası gereği hala giriş niteliğinde olup, temel yapı ve düzen değişmeden kalmıştır. Ancak, tüm bölümler ilk ortaya çıktığından beri yürütülen araştırmalara göre güncellenmiş ve genişletilmiştir. 2. Baskının gözden geçirilmiş içeriği hakkında değerli yorumlar sağlayan Brian Skinner, Steve Kesler, Charlie Moon, Michael Meyer ve Judith Kinnaird'e minnettarım. Son on yılda Mike Searle, Dave Waters, Chris Hawkesworth, Nick Gardiner, Judith Kinnaird ve Paul Nex gibi yerbilimcilerle işbirliği yapmam bir ekonomik jeolog olarak kendi gelişimime büyük katkılar sağlamıştır.

Bu kitap başlangıçta çok farklı bir formatta tasarlanmıştı. 2. Baskı Rodos Üniversitesi'nden Profesör John Moore'a (1946–2011) adanmıştır. Moore'un algısal önerileri mevcut içeriğin süreçle ilgili yaklaşımına yol açmış ve başarısına küçük ölçüde katkıda bulunmuştur.

Laurence Robb
Oxford

Birinci Baskının Önsözü

Hem giriş düzeyinde hem de ileri düzeyde Yerküre'deki maden yataklarını tanımlayan mükemmel birçok kitap yazılmıştır. Bunlardan bazıları salt maden yataklarının kendisini açıklarken bazıları da maden yataklarının tanımlanmasına ek olarak nasıl oluştuklarını da anlamaya yardımcı olacak şekilde açıklamalar içeren biçimde tasarlanmışlardır. Bu kitaplardan çok azı tamamen Yerküre'nin cevher yataklarını ortaya çıkaran çok sayıda sürece odaklanmıştır. Bu kitabın temel amacı, cevher oluşumlarının doğası ve kökeninin yanı sıra süreçlerinin ve bunların Yer sistemine nasıl uyduklarının daha iyi anlaşılmasını sağlamaktır. Kitap, lisans seviyesi üst sınıflar düzeyinde (üçüncü ve dördüncü sınıf seviyeleri) veya yüksek lisans düzeyinde (Kuzey Amerika) kullanılmak üzere tasarlanmıştır ve okuyucunun geniş temel yer bilimi disiplinlerinin yanı sıra kimya ve fizikte temel bir bilgi sahibi olduğu varsayılmaktadır Her ne kadar giriş niteliğinde olsa da, konuların ele alınışında oldukça kapsamlıdır. Madenler ve ilgili endüstrilerdeki jeologların da kitabı cevher oluşturma süreçlerinin bir özeti ve güncellemesi olarak faydalı bulacağı umulmaktadır. Bu amaçla, metin dünyanın dört bir yanından klasik örnekler olarak seçilen gerçek maden yataklarının tanıtıldığı bir dizi kutu vakıa çalışmasıyla zenginleştirilmiştir. Bu da ana metinde tartışılan süreçlere çerçeve ve önem kazandırmaktadır.

Metalojeni veya küresel tektonik paradigma ile bağlantılı olarak maden yataklarının oluşumunun incelenmesi, geleneksel olarak üniversite yerbilimleri müfredatının temel bir bileşeni olan ve kalması gereken bir konudur. Aynı zamanda dünya çapında madencilik ve ilgili endüstrilerinde çalışan profesyonel yerbilimcilerin eğitiminin temelini oluşturan disiplindir. Geçmişte, ekonomik jeolojinin mesleki bir konu olarak ele alınması ve yalnızca bu disiplinde uzmanlaşmak veya madencilik endüstrilerinde kariyer yapmak isteyen kişilere eğitim verilmesi şeklinde bir eğilim vardı. Ancak, son yıllarda yerbilimleri müfredatındaki değişiklikler (en azından dünyanın pek çok yerinde) ekonomik jeolojinin göz ardı edilmesine yol açmıştır. Daha bütünsel, süreç odaklı bir yaklaşım (yer sistem bilimi), karmaşık, birbiriyle ilişkili bir sistem olarak Dünya'nın daha geniş bir şekilde değerlendirilmesine yol açmıştır. Bu nedenle, bu kitabın bir başka amacı da Dünya'da bulunan çok çeşitli maden yatağı türlerinin oluşumundan sorumlu olan süreçleri vurgulamak ve bunları Yerküre'nin evrimi ve küresel tektonik ile birleştirmektir. Böylece, metalojenik çalışmaların üniversite yerbilimleri müfredatına yeniden daha fazla ekleneceği umulmaktadır. Dünyanın azalan kaynak envanterinin oluşumunda yer alan süreçleri öğretmek, sadece gerçek dünyayla ilgili olduğu için değil, aynı zamanda bu tür süreçler Yer sisteminin ayrılmaz ve bilgilendirici bir parçasını oluşturduğu için de gereklidir.

Bu kitap büyük ölçüde Oxford Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü'nde uzun süreli bir sabatik döneminde yazılmıştır. Beni kabul eden ve bu kitabı yazmayı keyifli hale getiren akademik titizlik ve sessizlik bileşimini sağlamaya yardımcı olan John Woodhouse ve bölüm personeline çok teşekkür ediyorum. Özellikle, yerbilimi kütüphanecisi Jenny Colls, referans malzemenin bulunmasın konusunda büyük destek sağlamıştır. Banbury Road'da ek binadaki "çay kulübü" monotonluğu kırmak için hem teşvik edici olmuş hem de gerekli içecekleri sağlamıştır. Blackwell'in çalışanları gerçekten nazik insanlar olmayı ve aynı zamanda son derece profesyonel bir tutum sergilemeyi başarmıştır. Ian Francis, Delia Sandford, Rosie Hayden ve Cee Pike ile birlikte çalışmaktan büyük keyif aldım. Tüm diyagramları çizen ve bitmek bilmeyen şekillerin bir listesiyle nazik bir şekilde başa çıkma konusundaki özverisinden dolayı Dave Coles'a son derece minnettarım. Birçok kişi el yazmasını benim için okumaya zaman ayırmış ve böylece hem stili hem de içeriği büyük ölçüde geliştirmiştir. Bunlar arasında John Taylor (düzenleme), Judith Kinnaird ve Dave

Waters (Giriş), Grant Cawthorn (Bölüm 1), Philip Candela (Bölüm 2), Franco Pirajno (Bölüm 3), Michael Meyer (Bölüm 4), John Parnell ve Harold Reading (Bölüm 5) ve Mark Barley, Kevin Burke ve John Dewey (Bölüm 6) bulunmaktadır. Geriye kalan eksiklikler tamamen bana aittir. Metnin tamamını gözden geçirme gibi zahmetli bir görevi üstlenen David Rickard'a özellikle büyük bir minnettarlık borcum vardır; onun net yorumları birçok hata ve eksiğin ortadan kaldırılmasına yardımcı olmuştur. Bu proje için mali destek Londra'daki BHP Billiton'dan ve Güney Afrika Vakfı Jeoloji Derneği'nden gelmiştir. Wits'teki meslektaşlarım uzun süreli devamsızlıklarım sırasında son derece destek verdiler. Bu konuda Spike McCarthy, Paul Dirks, Carl Anhauesser, Johan Kruger ve Judith Kinnaird'e pek çok yönden katkılarından dolayı çok müteşekkirim. Son olarak, ailem Vicki, Nicole ve Brendan, bu projenin gerçekleşmesi için kişisel fedakarlıklar yapmayı içeren bir yaşam tarzına maruz kaldılar. Onlara teşekkür etmenin hiçbir yolunu bulamadığım bu kitabı onlara ithaf ediyorum.

Laurence Robb
Johannesburg

Giriş: Cevher Kaynakları

KONULAR
Genel giriş ve kitabın amacı Maden yatakları için basit bir sınıflama şeması Bazı önemli tanımlar metalojeni, sinjenetik, epijenetik, mezotermal, epitermal, süperjen, hipojen vb. İlgili bazı derlemeler elementlerin periyodik çizelgesi ana cevher ve gang mineralleri çizelgeleri jeolojik zaman çizelgesi Bir maden yatağını oluşturan etmenler maden yataklarını oluşturmak için gerekli zenginleşme faktörleri maden kaynak ve rezervleri nasıl tanımlanırlar? Doğal kaynaklar ve gelecekteki işletimleri sürdürülebilirlik çevre sorumluluğu

Giriş ve Amaçlar

Dünya nüfusunun 2019'da 8 milyara yaklaştığı ve bu sayının 2050'de 10 milyara ulaşacağı göz önüne alındığında dünya ekonomilerinin giderek materyalistleşen yaşam tarzlarının beraberinde getirdiği talepleri karşılamak için sürekli artan bir baskı altında olduğu görülecektir. Geçen yüzyılda gözlenen ve daha önce benzeri görülmeyen nüfus artışı doğal kaynaklara ve bunların işletilmesine olan talebin inanılmaz bir seviyeye çıkmasına yol açmıştır. Bu nedenle, dünyadaki maden yataklarının doğası, kökeni ve dağılımının anlaşılması hayati ve stratejik bir konudur. Bu nedenle, maden kaynaklarının tanımlanması ve anlaşılmasıyla ilgili tüm konuları içeren ekonomik jeoloji disiplini geleneksel olarak akademik yerbilimleri müfredatının temel bir bileşeni olagelmiştir ve öyle de kalmalıdır. Ekonomik jeoloji aynı zamanda tüm dünyada madenlerde ve ilişkili sanayi dallarında çalışan profesyonel yerbilimcilerin eğitiminin de temelini oluşturmaktadır. Ne yazık ki, yakın geçmişte pek çok üniversitedeki eğilim ekonomik jeolojiyi bir meslek konusu olarak ele alma ve sadece bu disiplinde uzmanlaşmak isteyen ya da madencilik sektöründe kariyer yapmak isteyen kişilere eğitim vermek şeklinde olmuştur. Son zamanlardaki eğilim ise (en azından dünyanın birçok yerinde) ekonomik jeolojiyi hem eğitim hem de araştırma açısından ihmal etme şeklindedir.

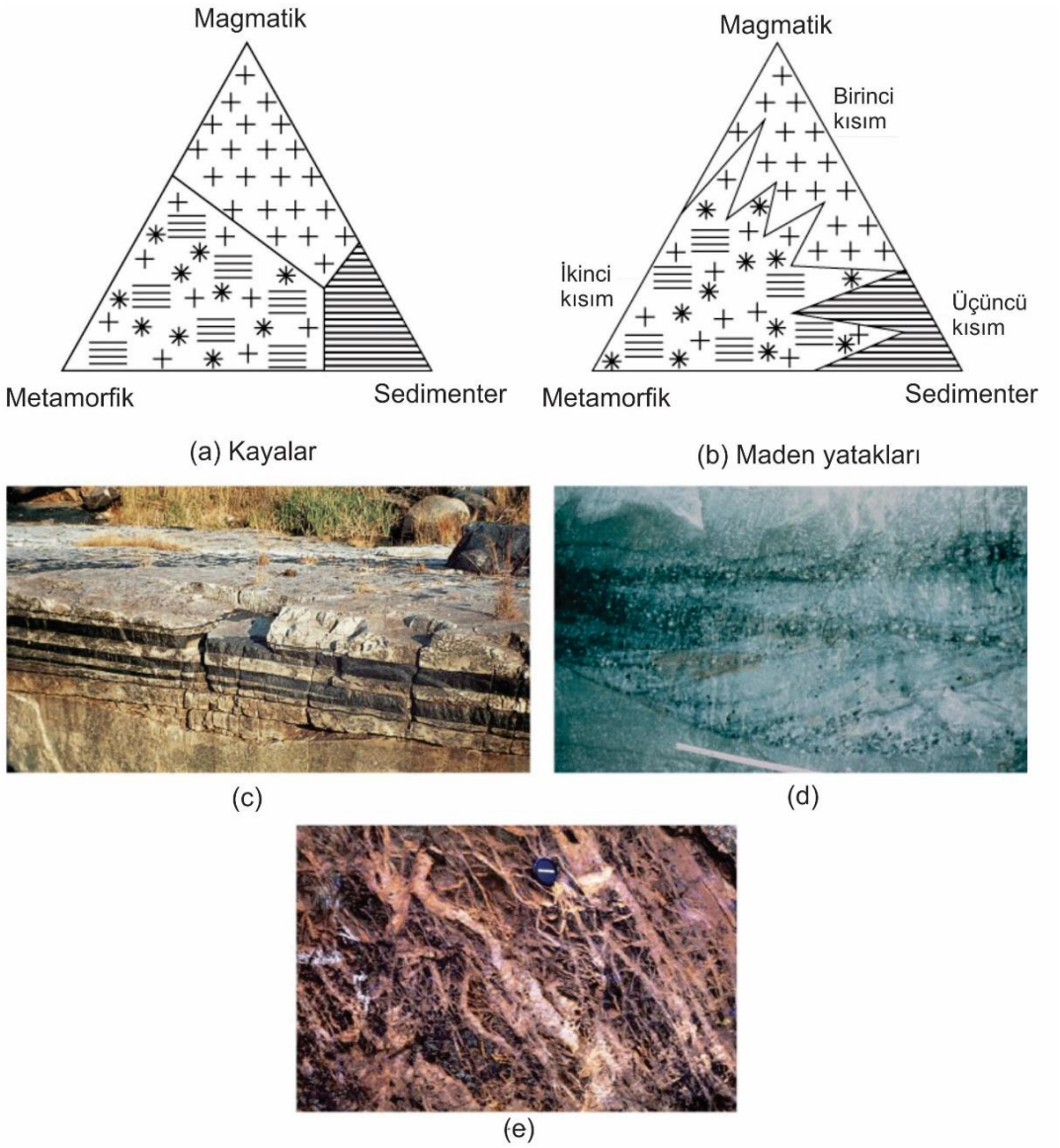
Yirmi birinci yüzyılın başlarında yaşanan gelişmeler stratejik metallerin arz güvenliği sorgulandığında kurumsal ve yönetimsel ihmalin ne kadar sorunlu olabileceğini göstermiştir. Sera gazı emisyonlarının azaltılması ve doğal kaynakların sorumlu ve sürdürülebilir şekilde arzı için bir çerçeve sağlamaya yönelik küresel talepler, tüm kaynak döngüsünün doğru bir şekilde anlaşılması

gerektiğinin farkına varılmasına neden olmuştur. Bu sonuç, halkı doğru bir şekilde yönlendirmek ve dünyanın sınırlı kaynaklarının sorumlu bir şekilde korunması amacıyla gelecekteki programları yönetmek için önemlidir. Yirminci yüzyılın son yıllarının bir özelliği olan yer sistemleri biliminin kavramsal gelişimi, yerbilimlerinin öğretilme biçiminde değişikliklere yol açmıştır. Daha bütünsel, süreç odaklı bir yaklaşım, Dünya'nın karmaşık, birbiriyle bağlı bir sistem olarak çok daha geniş bir şekilde ele alınmasına neden olmuştur. Geri bildirim mekanizmalarının anlaşılması Yerküre'nin katı kısmının, okyanuslarının ve atmosferi ile yüzeyinin üstünde ve altındaki belli alanları işgal eden organik yaşam formlarının birbiriyle yakından bağlantılı olduğu ve ancak süreçlerin karşılıklı etkileşimi açısından doğru bir şekilde anlaşılabileceği konusunda bir farkındalık yaratmıştır. Bununla ilgili örnekler, küresel tektonik ve iklim modelleri arasındaki ve ayrıca tek hücreli organizmaların evrimi ile belirli maden yataklarının oluşumu arasındaki bağlantıları kapsar. Bu çerçevede geleneksel jeolojik disiplinlerin birçoğundaki eğitimde yeni bir öneme sahip olmaktadır ve yer sistemi bilimini başarılı bir şekilde öğretmenin zorluğu geniş konu çeşitliliğini bir müfredata entegre etmenin en iyi yolunun ne olduğu sorusunu gündeme getirmektedir. Dünyada bulunan çok değişik maden yatağı tiplerinin oluşumunda yer alan süreçlerinin anlaşılması, yalnızca gerçek dünyayla pratik ilgisi nedeniyle değil, aynı zamanda bu tür süreçlerin Dünya'nın evriminin ayrılmaz ve bilgilendirici bir parçasını oluşturduğu için de gereklidir.

Süreç odaklı bu kitabın amacı cevher oluşumlarının doğası ve kökeninin ve bunların Yer sistemine nasıl uyduğunun daha iyi anlaşılmasını sağlamaktır. Kitabın lisans düzeyinde (son sınıflara doğru) veya lisansüstü düzeyde kullanılması hedeflenmiş olup, öğrencinin kimya ve fiziğin yanı sıra çok çeşitli yer bilimleri disiplinlerinde temel bilgileri haiz olduğu varsayılmıştır. Ayrıca, cevher oluşum süreçlerinin özeti ve güncellemesini sunan bu kitaptan madencilik ve ilgili endüstrilerdeki uygulamacı jeologların da yararlanacağı umulmaktadır. Kitap metni bu kapsamda dünyadaki klasik örnekler arasından seçilmiş çok sayıda maden yatağının vakıa analizi ile bezenmiş, bu yataklar metinde tartışılan süreçlerle ilişkilendirmek üzere kısaca tanımlanmışlardır.

Maden Yatakları İçin Bir Sınıflama Şeması

Maden yataklarını sınıflamanın birçok farklı yolu vardır. Maden yatakları hakkında yazan ve bunları tanımlayan çoğu yazar, bilmeden veya bilinçli olarak bunların sınıflandırmalarına dâhil olmuştur. Bu durum özellikle bir dizi tanımlama için belli bir düzen ve yapı geliştirme görevi söz konusu olduğundan kaçınılmaz bir şekilde bazı sınıflamaları içeren ders kitapları için geçerlidir. En iyi sınıflandırma şemaları muhtemelen kökensel bağlantılardan olabildiğince bağımsız olan ve böylelikle hataları ve çelişkileri en aza indiren şemalardır. Bununla birlikte, cevher oluşum süreçlerinin bir dizi tanımlayıcı kategorilerde yansıtılması önemli bir avantaj olduğundan, doğal olarak kökensel sınıflandırma şemaları arzu edilir. Guilbert ve Park (1986), maden yataklarının jeolojisi hakkındaki ufuk açıcı kitaplarının 1. ve 9. bölümlerinde maden yatağı sınıflandırması sorununu bir ölçüde tartışmaktadır. Guilbert ve Park sınıflandırma şemalarının teori ve tekniklerin gelişiminin yanı sıra disiplindeki anlayış düzeyini de nasıl yansıttığını göstermişlerdir. Son yıllarda ekonomik jeolojiyi anlamaya yönelik önemli gelişmeler göz önüne alındığında, Lindgren'in (1933) sınıflaması ile değiştirilen Guilbert ve Park (1986) sınıflandırma şeması hem karmaşık hem de ayrıntılı olup, kitaplarında sağlanan kapsamlı konuların içeriğine de uygundur. Maden yataklarını daha yakın tarihli fakat aynı derecede kapsamlı bir şekilde ele alan Misra (2000) Meyer (1981) tarafından yapılan bir şemaya benzer şekilde, temel olarak kökene ve kaya birliğine dayalı bir sınıflandırmayı tercih etmiştir. Maden yatağı ile konak kaya arasındaki ilişki, özellikle sadeliğinden dolayı çekici olan ve bu kitapta tanımlanan süreçlerin



Şekil 1 (a) Belli başlı kaya türlerinin sınıflandırılması ve (b) maden yataklarının aynı zamanda konak kaya türüne göre basit bir sınıflaması - Kısım 1, 2 ve 3, bu kitaptaki bölümlerin dağılımını göstermektedir. Fotoğraflar ana cevher oluşum süreçlerini temsil eden örnekleri göstermektedir. (c) Magmatik: magmatik katmanlanma ve kromitit damarları, Kritik Bölge, Bushveld Kompleksi, Güney Afrika. (d) Sedimenter: Güney Afrika Witwatersrand Havzası'ndan Au ve U içeren çakıltaşı. (e) Hidrotermal: Lily altın madeninin metasedimenter konak kayalarında kuvars-karbonat ağsal damarları, Barberton yeşiltaş kuşağı, Güney Afrika.

yerleştirildiği çerçeve olarak seçilmiştir.

Kayalar yerkabuğunda aktif olan temel süreçleri yansıtacak şekilde magmatik, tortul ve metamorfik olmak üzere üç alt bölüme ayrılır (Şekil 1a). Kayalar (genellikle) ya magmatik ya da sedimenter olduğundan ya da her iki grubun

metamorfik kaya oluşturmak üzere büyük ölçüde değişiminden dolayı bu sınıflama evrenseldir. Benzer şekilde madenler de kaya olup, çoğu zaman nispeten kolay bir şekilde magmatik veya sedimenter bir kökene atfedilebilir. Bu da sınıflama için iyi bir dayanaktır. Magmatik ve sedimenter yataklar genellikle sinjenetik olduklarından ve konak kayanın kendisiyle aynı zamanda oluştuklarından dolayı böyle bir sınıflama cevher oluşumunda rol oynayan oluşum sürecini de yansıtır. Pek çok cevher metamorfizmaya uğramış ve basınç ile sıcaklık artışlarının maden yataklarının orijinal doğasını büyük ölçüde değiştirmiş olsa da, metamorfizmanın maden yataklarının oluşumunda temel bir süreç olmadığı açıktır. Bununla birlikte, hidrotermal süreçler metamorfizmanın metalojenik bir benzeridir ve mevcut protolitlerin değiştirilmesinin yanı sıra ısı (ve kütle) transferi ile basınç dalgalanmasını da içerir. Bu nedenle, cevherlerin çok basit bir sınıflaması magmatik, sedimenter/yüzeysel ve hidrotermal kategoriler temeline dayalı olarak yapılır (Şekil 1b). Kitabın yapısı ve düzeni de bu sınıflamaya dayanmaktadır. Bu alt bölümleme maden yataklarının magmatik yataklar, hidrotermal yataklar ve yüzey ve yeraltı sularının oluşturduğu yüzeysel yataklar olmak üzere üç sınıfa ayrılabileceğini belirten Eunadi (2000) tarafından kullanılan sınıflamaya çok benzemektedir. Ancak, bu tür sınıflamanın bir dezavantajı, cevher oluşturma süreçlerinin karmaşık ve dönemsel olmasıdır. Cevher oluşumu bazen önemli jeolojik zaman periyodları boyunca gelişen süreçleri de içerir. Buna ek olarak, yerkabuğunun deformasyonu, sıvı akışını kolaylaştıran ve hemen hemen her kaya türünde mineralizasyon potansiyelini artıran yeni kanalların ortaya çıkmasına neden olur. Mesela, bir intrüzyon soğuyup kristalleştikçe magmatik süreçler magmatik-hidrotermal hale gelir; sedimentler de giderek gömüldükçe diyajenez ve metamorfizmaya uğrar ve bu sürece akışkan akışı ve alterasyon eşlik eder. Buna ek olarak, yerkabuğunun deformasyonu, sıvı akışını kolaylaştıran ve hemen her kaya türü için cevherleşme potansiyelini arttıran yeni kanalların ortaya çıkmasını sağlar. Buna göre, cevher oluşturma süreçleri üç kategori arasında birden fazlasını içerebilir. Şekil 1b'de şematik olarak gösterildiği üzere, magmatik ile hidrotermal arasında ve sedimenter ile hidrotermal arasında bir örtüşme söz konusudur.

Bu kitabın ana kısmı, Magmatik (Kısım I), Hidrotermal (Kısım II) ve Sedimenter / Yüzeysel (Kısım III) (Şekil 1a – e) olarak üç kısma ayrılmıştır. Kısım I sırasıyla magmatik ve magmatik-hidrotermal cevher oluşturma süreçlerini ele alan Bölüm 1 ve 2'yi içermektedir. Kısım II, Bölüm 3'ü içerir ve Bölüm I'de ele alınmayan çok çeşitli hidrotermal süreçleri kapsar. Kısım III yüzeysel ve süperjen süreçleri ele alan Bölüm 4 ve fosil yakıtlar ile ilgili bir alt bölümü de içeren, sedimenter maden yataklarını kapsayan Bölüm 5'den oluşur. Kitabın son bölümü olan Bölüm 6, bu üç alt kısma etkili bir ilave niteliğinde olup, maden yataklarının hem küresel tektonik bakış açısından mekânsal olarak hem de zamansal olarak Yerküre tarihi boyunca kabuk evrimi açısından dağılımını açıklamaya yöneliktir. 1970'lerin başından beri jeolojik düşünceyi yaygın bir şekilde etkileyen levha tektoniği modeli maden yataklarını sınıflandırmak için başka bir kavramsal temel sağladığından dolayı, bu bölüm kitabın konusuyla özellikle ilgilidir. Aslında, modern ekonomik jeoloji ve maden yataklarının bilimsel keşfi, artık sıkı bir şekilde küresel tektonik ve kabuk evrimi çerçevesine yerleştirilmiştir. Halen öğrenilecek çok şey olmasına rağmen, levha tektoniği ve cevher oluşumu arasındaki bağlantılar, maden yatakları üzerine yapılan çalışmaların Yer sisteminin daha iyi anlaşılmasına katkıda bulunmaya başlaması için yeterince iyi kurulmuş durumdadır.

Bir Maden Yatağı Ne Zaman Ekonomiktir?

Maden yatakları yararlı bir maddenin yerkabuğunun erişilebilir bir bölümünde ekonomik anlamda yeterince yoğunlaştığı ve böylece kazançlı bir şekilde çıkarılabildiği

zaman oluşur. Bu kitabın konusunu bu yoğunlaşma süreçleri oluşturmaktadır. Giriş için farklı maden yatağı türlerinin oluşumunu karakterize eden konsantrasyon faktörleri aralığını dikkate almak yerinde olacaktır. Fe, Al, Mg, Ti ve Mn gibi stratejik açıdan önemli metallerden bazıları yerkabuğunda bol miktarda (yaklaşık % 0,5 ila % 10 arasında) bulunur ve maden yatağı oluşması için sadece nispeten küçük bir zenginleştirme derecesi gerekir. Bir misal olarak Çizelge 1 Fe ve Al'un potansiyel olarak cevher oluşturmak için ortalama kabuk bolluğuna göre sırayla 9 ve 4 kat konsantre olması gerektiğini göstermektedir.

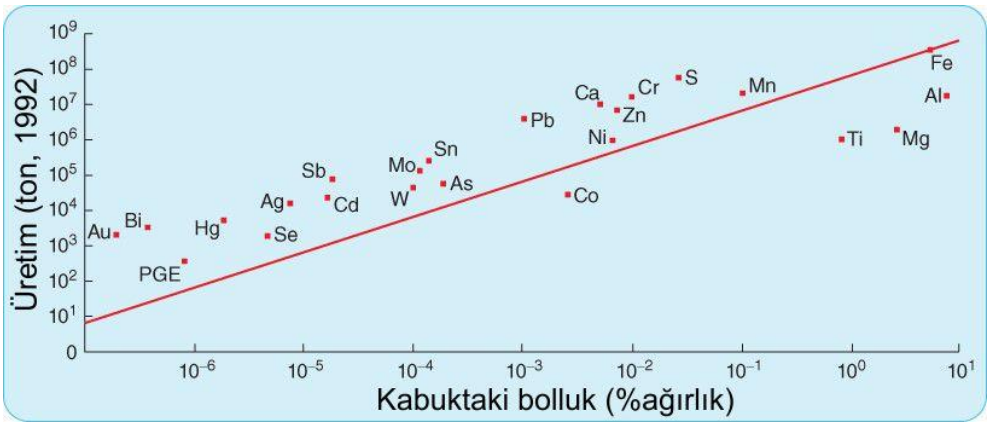
Bunun aksine, Cu, Zn ve Ni gibi baz metaller çok daha seyrek olarak dağılmış olup, ortalama kabuk bollukları sadece 30-70 ppm aralığındadır. Madencilik ekonomisi bu metallerin potansiyel bir maden yatağı oluşumu için yüzlerce faktör düzeyinde yoğunlaştırılmasını (bol bulunan metaller için geçerli olanlardan çok daha yüksek zenginleştirme derecelerini) gerektirir. Kıymetli metaller için gereken konsantrasyon derecesi, gerekli zenginleştirme faktörlerinin binlerce olduğu durumlarda daha da yüksektir. Çizelge 1'e göre Au ve Pt için ortalama kabuk bolluğu 1-2 ppb'dir. Bu metalleri rutin olarak işletmek için gerekli tenör yaklaşık 1-5 g/t olmasına rağmen, bunlar için zenginleştirme faktörleri 1000-3000 arasındadır.

Çizelge 1 Seçilmiş metaller için ortalama kabuk bollukları ve ekonomik bir maden yatağı oluşması için ulaşılması gereken tipik konsantrasyon faktörleri [Rudnick ve Gao'dan (2014) ortalama kabuk bolluğu. Elsevier'in izniyle çoğaltılmıştır].

	Kabukta ortalama değer	Tipik üretim tenörü	Yaklaşık konsantrasyon faktörü
Al	% 8,4	% 30	4
Fe	% 5,2	% 50	9
Cu	27 ppm	% 1	370
Ni	59 ppm	% 1	170
Zn	72 ppm	% 5	700
Sn	1,7 ppm	% 0,5	2900
Au	1,3 ppb	2 g/t	1500
Pt	1,5 ppb	5 g/t	3300

Not: 1 ppm ile 1 g/t özdeş değerlerdir.
Kaynak: Ortalama kabuksal miktarlar Rudnick ve Gao (2014)'dan. Elsevier'ın izniyle çoğaltılmıştır.

Jeokimyasal olarak bol ve kıt metaller arasında ayrımın bir başka yolu da üretim tahminlerine göre ortalama kabuk bolluklarının grafiğini oluşturmaktır. Bu tür bir analiz ilk olarak Skinner (1976) tarafından yapılmış ve Şekil 2'deki gibi kabuk bolluğunun belirli bir kaynağın mevcudiyetinin makul bir ölçüsü olduğunu doğrulamak için kullanılmıştır.



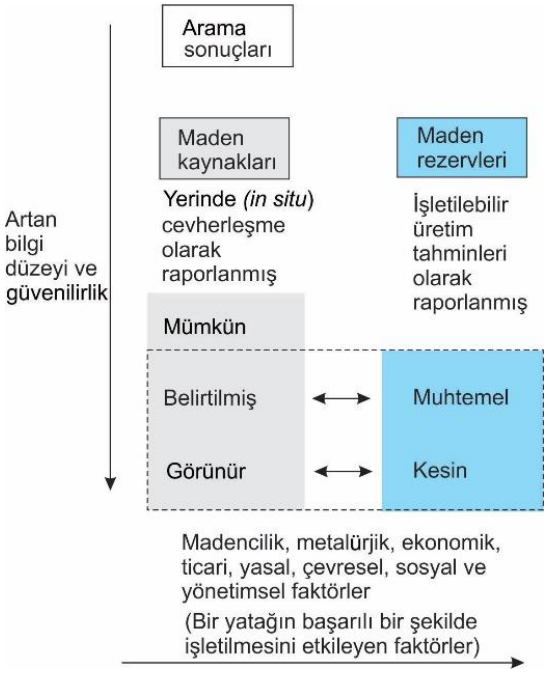
Şekil 2 Bir dizi metal için kabuksal bolluğa karşı küresel üretim grafiği. Fe'den geçen hat, diğer metallerin üretim oranlarının kabuk bolluğu çerçevesinde karşılaştırılabileceği bir veri olarak kabul edilebilir (Kaynak: Einaudi, 2000).

Jeokimyasal olarak bol olan metalleri kıt olanlardan daha fazla kullanmamız tasarım ve ihtiyaçtan dolayıdır. Teknolojilerimizin doğası ve mekanik ürünler elde etmek için kullandığımız malzemeler büyük ölçüde hammaddelerin varlığına bağlıdır. Örnek olarak, yirminci yüzyılın ikinci yarısında küresel alüminyum üretiminde dramatik bir artışı doğuran teknolojiler (jeolojik ve metalurjik), motorlu araçlar gibi birçok üründe demirin yerini alüminyumun almasını sağlamıştır. Şekil 2'de bazı metallerin diğerlerine göre nispi tükenme oranlarına ilişkin tahminler verilmiştir. Bu eğilimler aşağıda tekrar ele alınmıştır.

Mineral Kaynakları ve Maden Rezervleri

"Maden yatağı" terimi bu kitabın başından sonuna dek bu tür oluşumların ekonomik olup olmadığına dair herhangi bir değerlendirme yapmaksızın ele alınmıştır. Bu tür yaklaşımlar pek ilgisiz gibi görünse de, profesyonel kurumların maden arama sonuçları, maden kaynak ve rezervlerine ilişkin terminolojinin doğru tanımlanması ve kullanılması konusunda ısrarcı olduğunu belirtmek gerekir. Bu tür bir terminoloji, örneğin yatırım kararlarının dayandırılabileceği raporlarda yanlış ve bazen sorumsuzca terminoloji kullanımını azaltmaya yardımcı olacağı için, yaygın olarak kullanılmalı ve uygulanmalıdır. Doğru terminoloji, marjinal ekonomik önemi olan bölgelerden gelen gerçek maden yataklarının veya sadece belirli bir metalin anomali düzeyindeki konsantrasyonlarının tanımlanmasına da yardımcı olabilir.

Maden oluşumlarının kamuya açık şekilde raporlanmasını düzenleyen mevzuat bir ülkeden diğerine farklılık gösterse de, küresel olarak terimlerin tanımı üzerinde makul bir mutabakat söz konusudur. Cevher oluşumlarına tenör ve kütle/hacim açısından nicelleştirilmesiyle ilişkili bilgi düzeyine ve güven derecesine bağlı olarak farklı terimlerin uygulanması gerektiği yaygın olarak kabul edilmektedir. Artan jeolojik bilgi ve güven düzeyiyle ilişkili terminolojiyi ve madencilik tekniklerini, metalurjik işletmeyi, pazarlama ve çevre ıslahı gibi değiştirici faktörleri gösteren bir şema Şekil 3'de verilmiştir. Belirli bir şekil ve miktara sahip içsel ekonomik önem taşıyan bir oluşumun varlığının nihai olarak işletilmesinin



Şekil 3. Cevher oluşumlarına uygulandığı şekliyle, maden kaynak ve rezervleri arasındaki kavramsal farkı açıklayan basitleştirilmiş şema. Maden yataklarının daha birleştirici bir tanımının temelini oluşturan bu şema şu anda en önemli maden üretim bölgelerinde kabul edilen mevzuat açısından da gereklidir.

makul bir beklenti olduğu durumda, arama sonuçları bir maden kaynağına dönüştürülebilir. Böyle bir kaynak, ekonomik olarak çıkarılabilirliği ölçülmüş/hesaplanmış ise, ancak o zaman maden rezervi olarak adlandırılabilir. Bu terminolojiyle ilgili bir problem, gelişmekte olan ülkelerde ekonomik olarak çıkarılabilir bir maden yatağının işletiliş şeklinin teknik olarak gelişmiş bir ülkede geçerli olmayabileceğidir (bunun tersi de doğrudur). "Maden yatağı" teriminin bir cevher oluşumunun profesyonel tanımında hiçbir önemi yoktur; en iyi şekliyle sadece tanımlayıcı veya genel bir terim olarak kullanılabilir.

Bazı Yararlı Terimler ve Derlemeler

Genel Tanımlar

Bu bölümün amacı kitapta kullanılan terimlerin kapsamlı bir sözlüğünü sunmak değildir. Bununla birlikte, kitapta kullanılan ve belirsizliği ortadan kaldırmak için, tanımlama yapmanın faydalı veya gerekli olduğu bazı terimler vardır.
Aşağıdaki tanımlar Jeoloji Sözlüğü'nde (Bates ve Jackson 1987) ve Yer Bilimleri Ansiklopedisi'nde (Kearey 1993) verilen tanımlarla uyumludur.

- *Cevher*: Bir mineral veya mineral topluluğunun kazançlı bir biçimde elde edilebildiği, doğal olarak oluşmuş herhangi bir malzeme. Bu kitaptaki cevher kavramı kömür (ağırlıkça % 50'den fazla karbonlu malzeme içeren yanıcı bir kaya) ve petrolü de (gaz, sıvı veya katı halde doğal olarak oluşan hidrokarbon) kapsamaktadır.
- *Sinjenetik*: Konak kayalar ile aynı zamanda oluşan maden yataklarını ifade eder. Kitapta bu kavram çökel diyajenezinin erken aşamalarında oluşan yatakları da içerir.
- *Epijenetik*: Konak kayalardan sonra oluşan maden yataklarını ifade eder.
- *Hipojen*: Yükselen hidrotermal çözeltilerin oluşturduğu cevherleşmeyi ifade eder.
- *Süperjen*: Yüzeysel çözeltilerin neden olduğu cevherleşmeyi ifade eder. Terim genel olarak yüzeyde veya yakınında sülfit ve oksit cevherlerinin ayrışma ve oksidasyonuna eşlik eden zenginleşme süreçlerini ifade eder.
- *Metalojeni*: Maden yataklarının oluşumunun zaman ve mekânda yerkabuğunun jeolojik özellikleriyle ilişkilerine vurgu yapılarak incelenmesi.
- *Metalotekt*: Yerkabuğundaki bir veya daha fazla elementin yoğunlaşmasında rol oynayan herhangi bir jeolojik, tektonik, litolojik veya jeokimyasal özellik.
- *Metalojenik Dönem*: Cevherleşmenin yığışması için uygun olan jeolojik zaman birimi veya belirli yatak türü topluluğu ile karakterize edilen bir dönemdir.
- *Metalojenik Bölge*: Belli maden yatağı türleri topluluğunu içeren bir bölge.
- *Epitermal*: Sığ (1500 m'den az) derinliklerde ve oldukça düşük (50–200°C) sıcaklıklarda oluşan hidrotermal maden yatakları.
- *Mezotermal*: Ortaç (1500–5000 m) derinliklerde ve sıcaklıklarda (200–400°C) oluşan hidrotermal maden yatakları.
- *Hipotermal*: Önemli (5000 m'den fazla) derinliklerde ve yüksek sıcaklıklarda (400-600°C) oluşan hidrotermal maden yatakları.

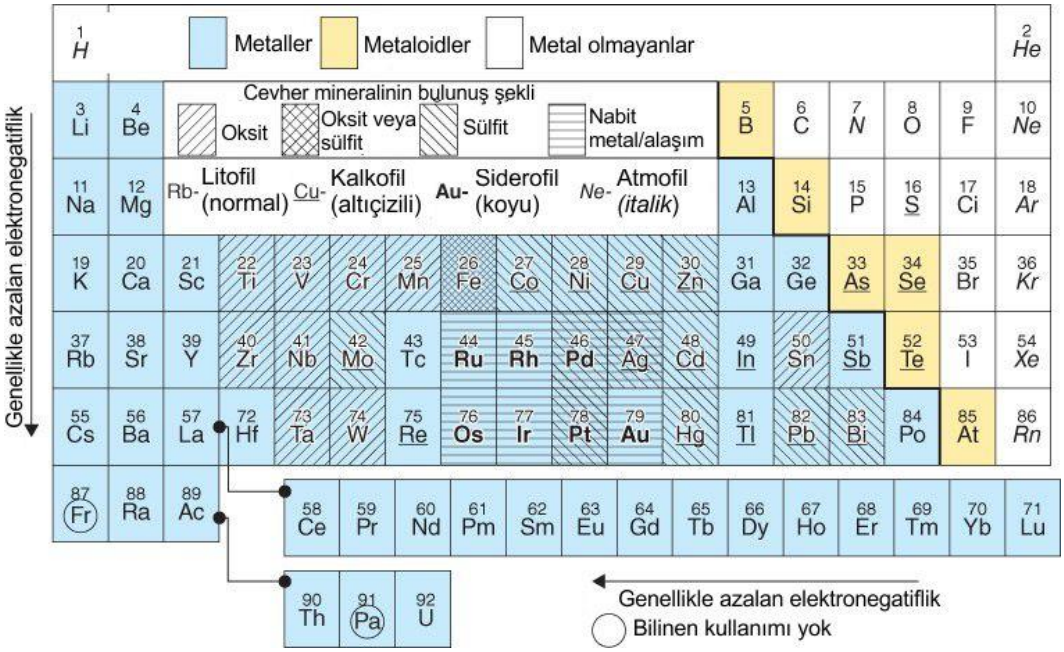
Elementlerin Periyodik Tablosu

Yerküre'de kaç tane element vardır sorusu cevaplanması zor bir sorudur. Yerküre'de 94 ilksel çekirdek vardır. Bunlar güneş sistemini oluşturan malzemenin nükleosentezi sırasında oluşan elementlerdir. Yerbilimleri ile ilgili element derlemelerinin çoğunda 92 element bulunur ve bunların çoğu da yerkabuğunda kolaylıkla tespit edilebilen miktarlarda oluşmuştur. Şekil 4 bu elementlerin artan atom numarasına göre sıralandığı bir periyodik cetveli ve metalojenez ile ilgili gruplara ayrılmış bir sunumunu göstermektedir. Aslında insanoğlunun bildiği 118 kadar element vardır. Ancak, atom numaraları 92'den (U: uranyum) büyük olanlar ya çeşitli doğal radyoaktif

bozunma reaksiyonlarının ürünleri olan kararsız izotoplar şeklinde kaybolacak kadar küçük miktarlarda meydana gelmekte ya da nükleer reaktörlerde sentetik olarak elde edilmektedirler. Bilinen en ağır element olan ve bir nükleer reaktörde tesadüfen tespit edilen ununoktiyumun (Uuo, atom numarası 118) varlığı tescil edilmiş olup, Rus nükleer fizikçisi Yuri Oganessian'a atfen "oganesson" (simgesi Og) olarak adlandırılmıştır. Bununla birlikte, bazı ağır, kararsız elementler sentetik olarak üretilmekte ve çeşitli amaçlar için kullanılmaktadırlar. Mesela, plütonyum (Pu, atom numarası 94) hızlı üretken reaktörlerde üretilir ve nükleer yakıt olarak ve silah üretiminde kullanılır. Amerikum (Am, atom numarası 95) da artık reaktör yakıtından elde edilir ve duman dedektörlerinde aktif madde olarak yaygın şekilde kullanılır.

Şekil 4'te gösterilen 92 elementin neredeyse tamamının modern, teknoloji güdümlü toplumlarda bir miktar kullanımı söz konusudur. Bazı elementler (demir ve alüminyum), araçların üretimi ve inşaatta hammadde olarak bol miktarda gerekliyken, diğerlerine (örneğin nadir toprak elementleri) alaşımlarda ve elektronik endüstrisinde kullanılmak üzere çok daha küçük miktarlarda ihtiyaç duyulur. Şu anda sadece iki elementin ticari kullanımı çok az veya hiç yok gibi görünmektedir (Şekil 4). Bunlar fransiyum (Fr, atom numarası 87) ve protaktinyumdur (Pa, atom numarası 91). Fransiyum radyoaktiftir ve o kadar kısa ömürlüdür ki, herhangi bir zamanda tüm yerkabuğunda sadece 20-30 g bulunur! Bir bozuşma zinciri yan ürünü olarak kabukta çok küçük miktarlarda bulunan veya sentetik olarak üretilen başka bir kararsız element de astatindir (At, atom numarası 85). Parçacık hızlandırıcılarda üretilen astatin bazen çeşitli nükleer tıp uygulamalarında kullanılmaktadır.

Yararlı elementler birkaç farklı şekilde alt bölümlere ayrılabilir. Elementlerin çoğu metal olarak sınıflandırılabilir (Şekil 4). Daha küçük bir kısmı da metal olmayanlardır. B, Si, As, Se, Te ve At elementleri ara özelliklere sahiptir ve metaloidler olarak adlandırılırlar. Öncü



Şekil 4. Atom numarası 1'den 92'ye kadar olan, kaya ve mineral birliktelikleri temelinde sınıflandırılmış elementleri gösteren periyodik cetvel.

jeokimyacılardan Goldschmidt'e atfedilen da kaya birlikteliklerine dayanır. Bu sınıflamada elementler litofil (silikatlarla ilişkili ve kabukta yoğunlaşan), kalkofil (sülfitlerle ilişkili), siderofil (nabit metal olarak bulunur ve yoğunlaşır) ve atmofil (atmosferde gaz olarak bulunur) elementler şeklinde adlandırılmaktadır. Elementlerin cevher mineral birliktelikleri açısından ele alınması da yararlıdır. Elementlerin bazıları tercihli olarak sülfitler ve diğerleri de oksitler olarak meydana gelir (bkz. Şekil 4). Bazı elementlerin birden fazla şekilde sınıflandırılmalarını sağlayan özellikleri vardır. Bunun için demir, hem oksit hem de sülfit olarak kolayca oluşması açısından iyi bir örnektir.

Yaygın Olarak Bulunan Cevher ve Gang Mineralleri

Tanımlanmış ve sınıflandırılmış mineral sayısı yaklaşık 3800'dür (Battey ve Pring 1997). Bunların sadece çok az bir kısmı kayaç oluşturan mineraller olup, yerkabuğu kayalarının büyük bir kısmını meydana getirirler. Benzer şekilde, Yerküre'nin ekonomik maden yataklarının çoğunluğu da nispeten az sayıdaki minerallerden oluşmaktadır. Aşağıdaki derleme, esasen mineral formülünün anyonik kısmına dayanan kimyasal sınıflar açısından daha yaygın cevher minerallerinin bir dökümüdür. Bununla birlikte, cevher kütlesinin bir kısmını oluşturan, ancak yatağın ekonomik olarak çıkarılabilir kısmına katkıda bulunmayan daha yaygın "gang" minerallerinden bazıları da dâhil edilmiştir. Bunların çoğu hidrotermal süreçler sırasında oluşan alterasyon topluluklarıdır. İdeal kimyasal formülleri de içeren derleme nabit elementler, halojenürler, sülfitler ve sülfotuzları, oksitler ve hidroksitler, oksituzları (karbonatlar, fosfatlar, tungstatlar, sülfatlar gibi) ve silikatlar olmak üzere altı bölüme ayrılır. Hem cevher hem de gang minerallerinin daha ayrıntılı tanımlamaları, Deer vd. (1982), Berry vd. (1983), Battey ve Pring (1997) ve Wenk ve Bulakh (2017) gibi çeşitli mineraloji kitaplarında bulunabilir. Cevher mineral dokuları ve oluşumları hakkında daha fazla bilgi Craig ve Vaughan (1994) ve Ixer (1990)'da bulunabilir.

Nabit Elementler

Doğada yapısında esasen sadece bir elementin bulunduğu nabit metal ve ametallerdir. Saf halde bulunan metaller arasında bakır, gümüş, altın ve platin bulunur. Bunların hepsi de atomların sıkı-kübik paketlendiği, yüksek yoğunluklu, dövülebilir ve yumuşak elementlerdir. Elmastaki karbon atomları iyi bölünmüş, çok sert, yarı saydam kristaller oluşturan dört yüzlü gruplar halinde bağlanır. Kükürt ayrıca sekiz atomlu halkalar halinde oluşur ve bi-piramitleri oluşturur veya amorftur.

Metaller

Altın – Au
Gümüş – Ag
Platin – Pt
Palladyum – Pd
Bakır – Cu

Metal Olmayanlar

Kükürt – S
Elmas – C
Grafit – C

Halojenler

Halojen mineral grubu iyonik bağla oluşan bileşikleri içerir. Halit ve silvin gibi mineraller kübiktir. Kimyasal formülleri basit olup, suda yüksek oranda çözünürler. Halojenler bazen klorarjirit ve atakamit gibi cevher mineralleri şeklinde oluşurlar.

Halit – NaCl
Silvin – KCl
Klorarjirit – AgCl
Florit – CaF_2
Atakamit – $Cu_2Cl(OH)_3$

Sülfürler ve Kükürt Tuzları

Kimyasal bağın hem iyonik hem de kovalent karakterde olduğu geniş bir mineral grubudur. Sülfür grubu, X'in tipik olarak S olduğu ancak

As, Sb, Te, Bi veya Se olabileceği ve A'nın bir veya daha fazla metal olduğu AMXP genel formülüne sahiptir. Sülfitlerden daha az yaygın olan sülfotuzların genel formülü AMBNXP olup, buradaki A genellikle Ag, Cu veya Pb, B genellikle As, Sb veya Bi ve X ise S'dir. Sülfit ve sülfotuz mineralleri genellikle yüksek yoğunluklu, opak ve metalik ila yarı metalik bir parlaklığa sahiptir.

Sülfitler

Kalkosin – Cu_2S
Bornit – Cu_5FeS_4
Galenit – PbS
Sfalerit – ZnS
Kalkopirit – $CuFeS_2$
Pirotin – $Fe_{1-x}S$
Pentlandit – $(Fe,Ni)_9S_8$
Millerit – NiS
Kovellin – CuS
Zinober – HgS
Skutterudit – $(Co,Ni)As_3$
Sperilit – $PtAs_2$
Bragit/kuperit – $(Pt,Pd,Ni)S$
Monşit – $(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$
Lorit – RuS_2
Kobaltit – $CoAsS$
Gersdorfit – $NiAsS$
Loelingit – $FeAs_2$
Arsenopirit – $FeAsS$
Molibdenit – MoS_2
Realgar – AsS
Orpiment – As_2S_3
Stibnit – Sb_2S_3
Bizmuntinit – Bi_2S_3
Arjantit – Ag_2S
Kalaverit – $AuTe_2$
Pirit – FeS_2

Kükürt Tuzları

Tetrahedrit – $(Cu,Ag)_{12}Sb_4S_{13}$
Tenantit – $(Cu,Ag)_{12}As_4S_{13}$
Enarjit – Cu_3AsS_4

Oksitler ve Hidroksitler

Bu mineral grubu özellikleri bakımından değişken olmakla birlikte bir veya daha fazla metalin oksijen veya bir hidroksil grubu ile birleşmesi ile belirgindirler. Oksitler ve hidroksitler genellikle iyonik bağ sergilerler. Oksit mineralleri doğada sert, yüksek yoğunluklu ve refrakter olabilir (manyetit, kasiterit). Ancak, hidrotermal alterasyon ve bozuşma ürünleri şeklinde (hematit, anataz, pirolüsit) daha yumuşak ve daha az yoğun olabilirler. Götit ve gibsit gibi hidroksitler genellikle aşırı ayrışma ve alterasyon ürünleridir.

Oksitler

Kuprit – Cu_2O
Hematit – Fe_2O_3
İlmenit – $FeTiO_3$
Hersinit – $FeAl_2O_4$
Gahnit – $ZnAl_2O_4$
Manyetit – Fe_3O_4
Kromit – $FeCr_2O_4$
Rutil – TiO_2
Anataz – TiO_2
Pirolüsit – MnO_2
Kasiterit – SnO_2
Uraninit – UO_2
Toryenit – ThO_2
Kolumbit-tantalit – $(Fe,Mn)(Nb,Ta)_2O_6$

Hidroksitler (veya Oksihidroksitler)

Götit – $FeO(OH)$
Gibsit – $Al(OH)_3$
Böhmit – $AlO(OH)$
Manganit – $MnO(OH)$

Oksit Tuzları

Anyonik karbonat grupları $(\mathbf{CO_3^{-2}})$ Ca, Mg ve Fe gibi ara katyonlarla bağlandığında karbonat mineral grubu oluşur. Hidroksil içeren ve hidratlanmış karbonatlar genellikle bozuşma ve alterasyonun bir sonucu olarak da gelişebilir. Tungstatlar, sülfatlar, fosfatlar ve vanadatlar gibi diğer oksit tuzları karbonatlara benzese de

XO_4^{-n} formundaki bir anyonik grup etrafında oluşmuşlardır.

Karbonatlar

Kalsit – $CaCO_3$
Dolomit – $CaMg(CO_3)_2$
Ankerit – $CaFe(CO_3)_2$
Siderit – $FeCO_3$
Rodokrosit – $MnCO_3$
Smitsonit – $ZnCO_3$
Seruzit – $PbCO_3$
Azurit – $Cu_3(OH)_2(CO_3)_2$
Malahit– $Cu_2(OH)_2CO_3$

Tungstatlar

Şeelit – $CaWO_4$
Volframit – $(Fe,Mn)WO_4$

Sülfatlar

Barit – $BaSO_4$
Anhidrit – $CaSO_4$
Alunit – $KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$
Jips – $CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Epsomit – $MgSO_4 \cdot 7H_2O$

Fosfatlar

Ksenotim – YPO_4
Monazit – $(Ce,La,Th)PO_4$
Apatit – $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$

Vanadatlar

Karnotit – $K_2(UO_2)(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$

Silikatlar

Yerkabuğunun ve mantosunun büyük kısmı tetrahedral SiO_4^{-4} anyonik grubun yapısı ve koordinasyonuna bağlı olarak birkaç mineral serisine bölünebilen silikat minerallerinden oluşur. Silikat mineralleri genellikle sert, refrakter ve yarı saydamdır. Bunların çoğu, bir cevher kütlesinin çıkarılabilir kısmı olmadıkları için cevher mineralleri olarak kabul edilemez. Aşağıdaki listede gang veya alterasyon ürünleri olarak daha yaygın mineral oluşumlarıyla ilişkili silikatların sadece bir kısmı verilmiştir. Zirkon ve spodümen gibi bazı silikat mineralleri cevher mineralleri olup, sırayla zirkonyum ve lityum gibi önemli metal kaynaklarını temsil eder. Kaolinit gibi diğerleri de kendine has özellikleri nedeniyle (mesela seramik endüstrisi için bir kil olarak) işletilirler.

Tekto (ana yapı)

Kuvars – SiO_2
Ortoklaz – $(K,Na)AlSi_3O_8$
Albit – $(Na,Ca)AlSi_3O_8$
Skapolit – $(Na,Ca)_4(Al,Si)_4O_8)_3$ (Cl, CO_3)
Zeolit (analsim) – $NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$

Nezo (orto)

Zirkon – $Zr(SiO_4)$
Granat (almandin) – $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
Granat (grosular) – $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
Silimanit – Al_2SiO_5
Topaz – $Al_2SiO_4(F,OH)_2$
Kloritoid – $(Fe,Mg,Mn)_2(Al,Fe)Al_3O_2(SiO_4)_2$ $(OH)_4$

Çiklo (halka)

Beril – $Be_3Al_2Si_6O_{18}$
Turmalin – $(Na,Ca)(Mg,Fe,Mn,Al)_3(Al,Mg,Fe)_6Si_6O_{18}(BO_3)_3(OH,F)_4$

Soro (ikili)

Lavsonit – $CaAl_2Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$
Epidot – $Ca_2(Al,Fe)_3Si_3O_{12}(OH)$

Fillo (yaprak)

Kaolinit – $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$
Montmorillonit – $(Na,Ca)_{0.3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
İllit – $KAl_2(Si,Al)_4O_{10}(H_2O)(OH)_2$
Pirofillit – $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
Talk – $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
Muskovit – $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
Biyotit – $K(Fe,Mg)_3(Al,Fe)Si_3O_{10}(OH,F)_2$
Lepidolit – $K(Li,Al)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH,F)_2$
Klorit – $(Fe,Mg,Al)_{5-6}(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$

İno (zincir)

Tremolit-aktinolit – $Ca_2(Fe,Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Spodümen – $LiAlSi_2O_6$
Vollastonit – $CaSiO_3$

Bilinmeyen yapı

Krizokolla – $(Cu,Al)_2H_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot nH_2O$

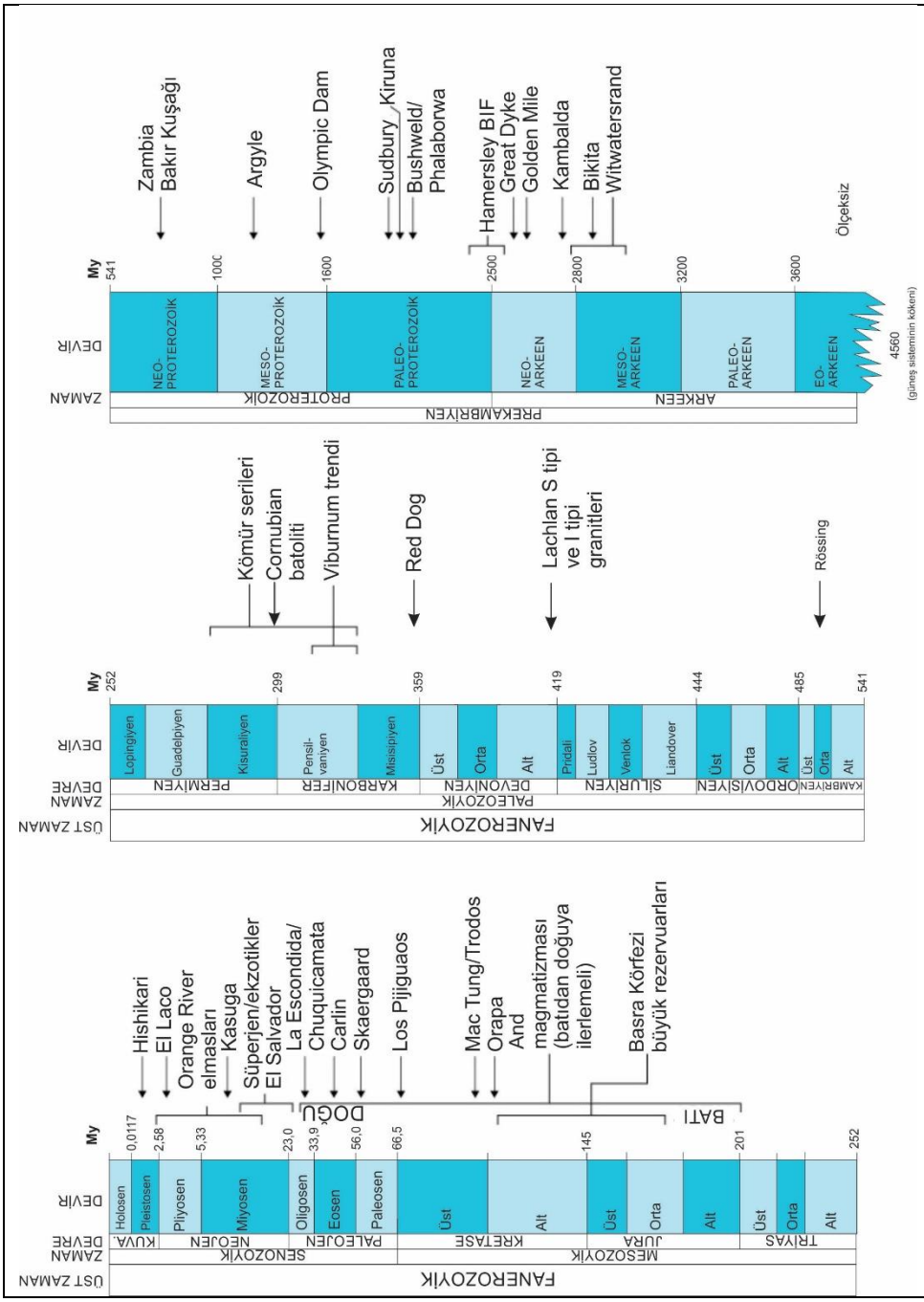
Jeolojik Zaman Çizelgesi

Jeolojik zaman çizelgesinin geliştirilmesi son yıllarda önemli miktarda düşünce ve araştırmaya konu olmuştur. Dünyadaki stratigrafların ve jeokronologların zihinlerini ve faaliyetlerini işgal etmeye de devam etmektedir. Kayaların ve dolayısıyla Yerküre'nin süregelen evrimini açıklamak için bir çerçevenin tanımı sürekli tartışılmıştır ve tartışılmaya da devam etmektedir. Sürekli değiştirilen ve geliştirilen jeolojik zaman çizelgesini geliştirme görevini Uluslararası Stratigrafi Komisyonu [ICS, Uluslararası Jeolojik Bilimler Birliği'nin (IUGS) bir çalışma grubudur] üstlenmiştir. ICS'nin çalışmaları Harland'ın (1989) yeni ufuklar açan Jeolojik Zaman Çizelgesi gibi bir kitap şeklinde periyodik olarak yayınlanmaktadır. Bu çizelge son zamanlarda Gradstein vd. (2004 ve 2012) ve Ogg vd. (2016) gibi araştırmacılar tarafından birkaç kez değiştirilmiştir. Bu kitaplarda çeşitli jeolojik olayların ve süreçlerin zamanlamasına referans verilmekte ve okuyucuların başvurabileceği bir zaman çizelgesi olarak sunulmaktadır. Şekil 5 ICS ve IUGS (http://www.stratigraphy.org) tarafından yayınlanan ve onaylanan Uluslararası Stratigrafi Abağı'nın 2018 versiyonuna dayalı bir zaman çizelgesidir. Bu şemada küresel kronostratigrafik terimler üstzaman, zaman, devirler, devre ve kat cinsinden sunulur ve günümüzden milyon yıl (My) önceki mutlak yaşlarla tanımlanır. Ayrıca, metinde atıfta bulunulan maden yataklarının ve metalojenik bölgelerin birçoğunun zaman ölçeğindeki yaklaşık konumları da gösterilmiştir.

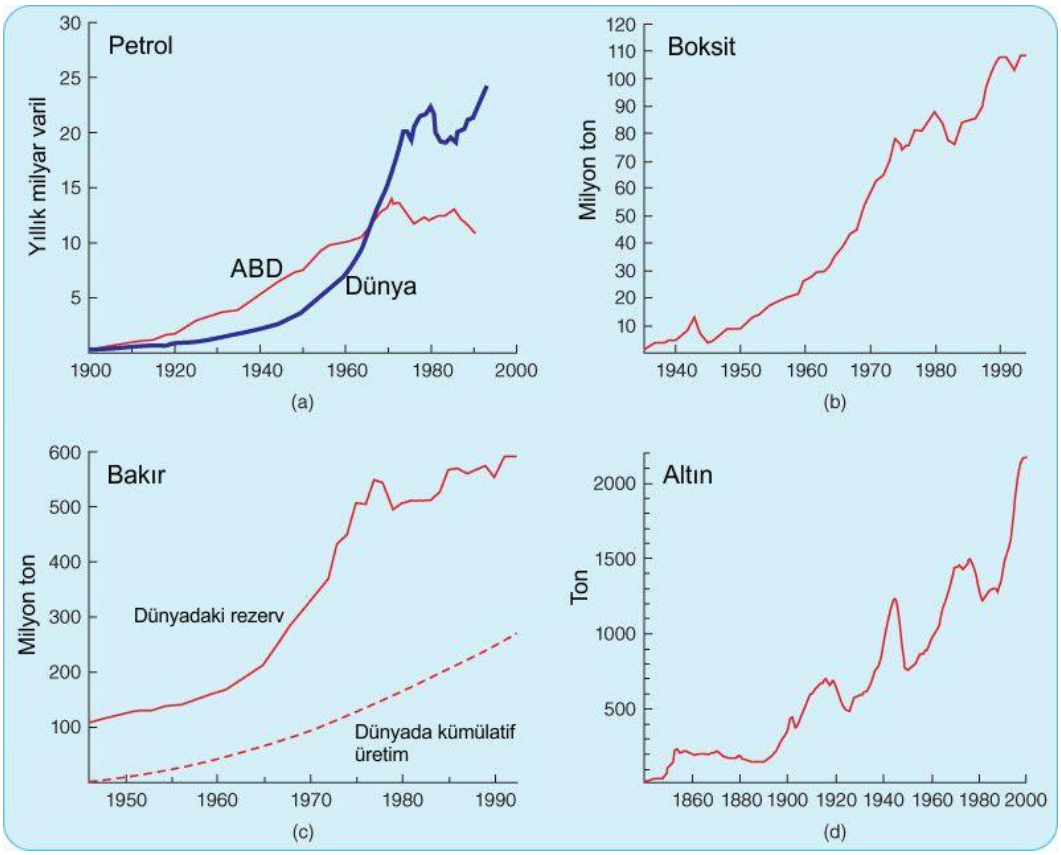
Doğal Kaynaklar, Sürdürülebilirlik ve Çevre

Yirminci yüzyılın sonlarında sosyal ve ekonomik kalkınma konusundaki en önemli tartışmalardan biri, Yerküre'deki doğal kaynakların sınırlı olduğu ve bu kaynakların işletilmesinin gelecek nesilleri olumsuz etkilemeyecek şekilde yapılması gerektiği yönündeki yaygın kabul üzerinde yoğunlaşmıştır. Maden kaynaklarının işletilmesi anlamında "sürdürülebilir kalkınma" kavramına göre mevcut sosyal ve ekonomik anlayış, doğal kaynakları geleceğin ihtiyaçlarının karşılanamayacağı bir noktaya kadar tüketmemek şeklindedir. Geçtiğimiz yüzyılda benzeri görülmemiş bir nüfus artışı ve önümüzdeki 100 yıl içinde birçok maddenin tükenebileceği gerçeği göz önüne alındığında, bu imkânsız bir hedef gibi görünmektedir. Önümüzdeki yüzyıl boyunca emtia tedarikinin zorluğu çok yönlü olup, Yer sisteminin daha iyi anlaşılmasını, mevcut kaynakların daha verimli geri dönüşümünü sağlamak için geliştirilmiş teşvikleri ve tükenme tehlikesi altındaki maddeler için alternatif kaynaklar bulma araçlarını gerektirecektir.

Küresel nüfus son 150 yılda dramatik şekilde artmıştır. Dünyadaki insan sayısı 1830'da bir milyardan yirmi birinci yüzyılın başında yedi milyarın üzerine çıkmıştır. Tahminlerin önemli bir kısmında, çoğu ülkenin nüfus artış eğrisinin önümüzdeki 30 yıl içinde yatay seyredeceği ve küresel nüfusun yirmi birinci yüzyılın sonuna kadar yaklaşık on bir milyar civarında sabitleneceği öne sürülmektedir. Bununla birlikte, önümüzdeki 100 yıl içinde toplumlar, doğal kaynaklara olan talebin ve kullanımının artmaya devam ettiği ve bazı doğal kaynakların bu aralıkta tükenebileceği bir senaryoyla karşı karşıya kalacaktır. Petrol, boksit, bakır ve altın gibi emtialar için üretim eğilimleri (Şekil 6), kaynak talebinin nüfus artışını yansıttığını ve önümüzdeki birkaç on yıl içinde de böyle olmaya devam edeceğini doğrulamaktadır.



Şekil 5 Uluslararası Stratigrafi Komisyonu'nun jeolojik zaman çizelgesi (http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale). Kitapta bahsedilen çeşitli yatakların ve metalojenik bölgelerin yaşları da gösterilmiştir.



Şekil 6 Yirminci yüzyılda (a) petrol, (b) boksit, (c) bakır ve (d) altın için küresel üretim eğilimleri (Craig vd., 1996'dan).

Dünya petrol üretiminde artışlar 1970'lerin sonlarına kadar hızlı olmuşsa da, o zamandan beri çeşitli politik ve ekonomik faktörler talebin daha mutedil olmasına yol açmış (Şekil 6a); bu şekilde daha uzun vadeli bir rezerv tabanı sağlanmıştır. Boksit için benzer bir üretim seviyesi belirgindir (Şekil 6b). Ancak, böyle bir eğilim altın veya platin gibi değerli metaller için henüz belirgin değildir. Bakır gibi bazı maddeler için de (Şekil 6c) dünya rezerv tabanı dengelenmektedir. Bu da kısmen yeni ve büyük keşiflerin azalmasını yansıtan bir özelliktir. Çoğu doğal maddedeki kritik kıtlıklar yirmi birinci yüzyılın başlarında (Einaudi 2000) muhtemelen bir sorun teşkil etmeyecektir. Ancak bu durum, sürdürülebilirlik stratejileri hemen uygulamaya konulmazsa kötüleşecektir. Diğer bir endişe de, arz güvenliğinin sorun haline geldiği stratejik açıdan önemli metallerle ilgilidir. Nadir toprak elementleri, tungsten, platin grubu elementleri, tantal ve niyobyum dâhil olmak üzere pek çok metal, arzları doğal olarak azalan kaynak temellerinden değil; sosyo-ekonomik ve politik faktörlerden etkilendiği için "kritik metaller" olarak belirtilmiştir.

Yerkabuğundaki doğal kaynakların tükenmesi, özellikle kabukta bolluğu açısından zaten kıt olan ve ekonomik maden yatakları oluşturmak için yüksek derecede zenginleştirme gereken metaller için özellikle ciddi bir durumdur. Şekil 2'deki demire ait referans çizgisi diğer metallerin işletilmesinin demirle karşılaştırılabileceği bir temel ölçü olarak düşünülebilir (Skinner, 1976; Einaudi, 2000). Fe üretim hattının (özellikle Au, Ag, Bi,

Sb, Sn, Cu, Pb ve Zn) üstüne düşen bu elementler, kabuk bolluğuna göre Fe'den daha hızlı işletilmekte veya tükenmektedir Bunlar, üretim düzenlenmez veya rezerv tabanı yenilenmez ise önümüzdeki 50 yıl içinde tükenme tehlikesi en yüksek olan metallerdir. Tersine, Fe üretim hattının altında yer alan (Ti, Mg ve Al gibi) metaller Fe'den daha düşük oranlarda işletilmekte olup bu yüzyılda ciddi tükenme tehlikesi daha azdır.

Metalojinin, madenlerin yerkabuğunda yoğunlaştığı süreçlerin daha iyi anlaşılmasıyla, sürdürülebilir bir kaynak kullanım modelinin yaratılmasına yardımcı olabileceği yollardan biri küresel emtia rezerv tabanının yenilenmesidir. Elbette ki, yerkabuğunun erişilebilir kısımlarının çoğu kapsamlı bir şekilde araştırılmış ve cevher potansiyeli açısından değerlendirilmiş olduğundan, yeni ve büyük geleneksel maden yatakları bulmak giderek zorlaşmaktadır. Daha derin yatakların araştırılması bir seçenek olabilir. Ancak, bu durum büyük ölçüde madenciliğin 4000 m'yi aşan derinliklerde (şu anda Güney Afrika altın madenlerindeki en derin madencilik seviyesi) güvenli ve kârlı bir şekilde yapılmasını sağlayacak teknolojilerin mevcudiyetine bağlıdır. Diğer bir seçenek ise, Mn ve Cu gibi metallerle ilgili olarak ciddi ilgi gören bir olanak olan okyanus tabanı gibi dünyanın erişilemeyen kısımlarından malzeme üretmektir. Yine bu tür işlemlerin önünde teknolojik engeller vardır. Ancak, deniz tabanından petrol ve gazın şu anda yaygın olarak araştırılması ve çıkarılmasında olduğu gibi bu engeller aşılabilir. Deniz tabanından yararlanmanın önündeki çevresel engeller, dünyanın birçok yerinde meydana gelen yıkıcı petrol sızıntılarından da anlaşılacağı üzere, daha ciddi ve aşılması daha zordur. Kaynak kullanımının sürdürülebilirliğini iyileştirmek için üçüncü bir seçenek, geleneksel olarak elverişli cevherler olarak düşünülmeyen kayalardan yararlı hammaddeleri çıkarmaktır. Böyle bir gelişme ancak "mineralojik engel" (Skinner 1976) aşılırsa başarılabilir. Bu kavram, bir elementi cevherinden çıkarmak için gereken enerji miktarı (veya maliyet) olarak tanımlanabilir. Örneğin, her iki kaya türü de önemli miktarda metal içerebilse bile, bantlı bir demir oluşumundan Fe'yi, magmatik bir kayadaki olivin veya ortopiroksenden elde etmekten çok daha ucuzdur. Madencilik ekonomisi ve bantlı demir oluşumlarının yaygın olarak bulunması, silikat minerallerinden Fe'nin çıkarılması için uygun bir kaynak olmadığını belirtir. Aynı durum nikel için geçerli değildir. Nikeli (pentlandit gibi) sülfit cevher minerallerinden elde etmek daha ucuz ve daha kolay olmasına rağmen, günümüzde bu metalin ultramafik kayaçların lateritik bozuşması sırasında oluşan nikelli silikat minerallerinden (garniyerit) yaygın şekilde çıkarılması söz konusudur. Ni'in lateritten çıkarılması sülfit cevherlerinden daha zor ve pahalı olsa da, yüksek tonaj ve tenör ile birlikte diğerine göre daha yaygın olması ve erişim kolaylığı, maden çıkarma zorluklarına rağmen uygulanabilir madencilik önerilerini temsil ettikleri anlamına gelir. Nihayetinde, demir laterit madenciliğinin de dikkate alınması arzu edilebilir hale gelebilir, ancak bu yalnızca konvansiyonel bantlı demir oluşumu barındıran yatakların tükenmesi veya tüm operasyon ekonomisinin demir oluşumlarına göre lateritleri tercih etmesi durumunda gerçekleşebilir. Bunun kısa vadede gerçekleşmesi olası değildir; ancak planlanmışsa, senaryo uzun vadede sürdürülebilirlik için umut verici olabilir. Kısacası, maden kaynaklarının sürdürülebilir üretimi, cevher oluşturma süreçlerinin kapsamlı bir şekilde anlaşılmasını ve bunların yeni maden oluşumlarının keşfine uygulanmasını gerektirir. Ayrıca, hem yerbilimleri hem de madencilik ve çıkarımsal (extractive) metalürji alanlarında, gelecekte alternatif maden kaynaklarının ekonomik olarak kullanılmasını sağlayacak ilgili teknolojilerin uygun zamanda geliştirilmesini gerektirir.

Madencilik ve Çevre Sorumluluğu

Bu yüzyılın sonuna kadar muhtemelen on bir milyarı bulacak küresel nüfus, dünyadaki doğal kaynakların çoğunun temini açısından büyük bir zorluk teşkil etmektedir. Daha da ciddi olan şey, Dünya'nın kırılgan ortamında, gelecekteki toplumların tüm bireylerine gıda,

su, barınma, teknoloji, rekreasyon ve hammadde kullanımı açısından yeterli bir yaşam standardı sağlama yönündeki haklı beklentiden kaynaklanan muazzam baskıdır. Yirmi birinci yüzyıl hammadde arz sorunlarına ek olarak toprak, su ve temiz hava gibi daha da kritik kaynakların benzeri görülmemiş bir tükenişe de tanıklık edecektir (Fyfe, 2000). Atmosferik kirlilik ve sera gazı emisyonları, erozyon, fabrika atıkları ve asidik drenaj, orman tahribatı, nesli tükenmekte olan türlerin korunması, aşırı otlatma ve tarımsal gübreleme gibi konularla mücadele etmeyi amaçlayan yasal düzenlemeler son derece arzu edilir olmakla birlikte, sadece gelişmiş dünyanın karşılayabileceği bir lüks olarak algılandığı için, küresel olarak gerçekleştirilebilir bir hedef olmaktan uzaktır.

Cevher oluşum süreçlerinin incelenmesi, bazen dünyanın değerli doğal kaynaklarının kullanılmasına en nihayetinde katkıda bulunması nedeniyle istenmeyen bir konu olarak görülmektedir. Ancak, bu gerçeklikten uzak bir iddiadır. Yerkabuğunda metallerin yoğunlaştığı süreçlerin anlaşılması, çevrenin korunması ve iyileştirilmesiyle ilgilenen herkes için temel bilgidir. Kabuktaki doğal cevher konsantrasyonunun temelini oluşturan ilkeler, asit maden drenajının kontrolü ile toprak ve erozyon yönetimi gibi sorunları ele almada kullanılabilir. Dünya çapındaki madencilik işletmelerinde, kaynak tükendikten sonra arazinin ıslahı için sorumluluk üstlenilmesi gerekmektedir. Sektör artık jeolojik arama ve değerlendirmeden, madencilik ve zenginleştirme ve nihayetinde iyileştirme ve çevresel ıslah işlemlerine kadar uzanan bir dizi faaliyeti kapsamaktadır. Bu bir madencilik döngüsüdür ve gelecekte etkili yönetimi, yüksek vasıflı bilim adamları ve mühendisler tarafından yürütülen çok disiplinli bir uygulama olacaktır. Dünya'nın doğal kaynaklarının gelecekte korunmasının merkezinde Yer sistemleri bilimi ve özellikle maden yataklarının oluşumuna neden olan jeolojik süreçler olacaktır.

Özet

"Ekonomik jeoloji" disiplini ve özellikle metalojeni alanı (maden yataklarının oluşumunun incelenmesi), Yer Sistemleri biliminin öğretilmesi için kritik olmaya devam etmektedir. Atmosfer, biyosfer ve litosfer ile ilgili bilgilerin entegrasyonunu içeren bütünsel bir yaklaşım, şimdilerde Yer sisteminin karmaşıklıklarını anlamak için gerekli kabul edilmektedir. Tüm doğal kaynakların sürdürülebilir üretimi için çevreye duyarlı politikaların geliştirilmesi, Yer sisteminin doğası ve işleyişi hakkında kapsamlı bir bilgi gerektirecektir. Bunun merkezinde, metalojeni ve fosil yakıtlar da dâhil olmak üzere tüm maden kaynakları yelpazesinin doğasını ve kökenini anlama vardır. Cevher oluşum süreçlerinin en etkili şekilde sınıflandırılması ve tanımlanması konak kaya birlikleri, yani magmatik, hidrotermal ve sedimenter açıdan gerçekleştirilebilir. Bu tür bir ayrımlama da bu kitabın düzeninin temelini oluşturmaktadır.

Yardımcı Kaynaklar

Blunden, J. 1983. *Mineral Resources and their Management*. Harlow: Longman, 302 pp.

Craig, J.R., Vaughan, D.J., and Skinner, B.J. 1996. *Resources of the Earth – Origin, Use and Environmental Impact*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, 472 pp.

Ernst, W.G. 2000. *Earth Systems – Processes and Issues*. Cambridge: Cambridge University Press, 559 pp.

Kesler, S.E. and Simon, A.C. 2015. *Mineral Resources, Economics and the Environment*. Cambridge University Press, 434 pp.

Birinci Kısım

Magmatik Süreçler

1

Cevher Oluşturan Magmatik Süreçler

KONULAR

Okyanusal ve kıtasal kabuk metalojenisi
Belli başlı magma çeşitleri ve bu magmaların metal içerikleri
Magmaların görece verimliliği ve "kalıtsal faktör"
- "geç kaplanma" hipotezi
- elmaslar ve kimberlit/lamproit
- metasomatize mantodaki metal zenginleşmeleri
- S ve I tipi granitler

Cevher oluşum süreçleri olarak kısmi ergime ve kristal fraksiyonlanması
Kısmî ergime sırasında iz element dağılımı
Fraksiyonel kristalleşme sırasında iz element dağılımı
Monomineralli kromit katmanları
Bir cevher oluşum süreci olarak sıvı karışmazlığı
Katmanlı mafik intrüzyonlarda cevherleşme süreçlerine özel vurgu
- sülfit çözünürlüğü
- sülfit-silikat bölümlenme katsayıları
- R faktörü

PGE kümeleri ve hiyatus modelleri

VAKIA ANALİZLERİ

Kutu 1.1 Elmaslı Kimberlitler ve Lamproitler: Orapa Elmas Madeni, Botsvana ve Argyle Elmas Madeni, Batı Avustralya
Kutu 1.2 Kritik Metal Kaynakları Olarak Karbonatitler ve Alkalen İntrüzyonlar
Kutu 1.3 Uyumsuz Elementlerin Kısmî Ergimesi ve Zenginleşmesi: Rössing Uranyum Yatağı
Kutu 1.4 Granitlerde Sınır Tabakası Farklılaşması ve Uyumsuz Element Zenginleşmesi: Zaaiplaats Kalay Yatağı, Bushveld Kompleksi
Kutu 1.5 Monomineralli Kromit Katmanlarının Kristal Farklılaşması ve Oluşumu: UG1 Kromitit Damarı, Bushveld Kompleksi
Kutu 1.6 Harici Sülfür İlavesi ve Sülfit Karışmazlığı: Kambalda, Batı Avustralya'da Komatit İçerisindeki Ni - Cu Yatakları
Kutu 1.7 Yeni Magma Enjeksiyonu ve Magma Karışımı: Merensky Resifi, Bushveld Kompleksi
Kutu 1.8 Magma Kirlenmesi ve Sülfit Karışmazlığı: Sudbury Ni - Cu Yatakları

1.1 Giriş

Magmatik kayalar çok sayıda ve farklı türde maden yataklarına ev sahipliği yapar. Hem mafik hem de felsik kayalarla ilişkili maden yatakları vardır. Buna, mafik magmalardaki kristal farklılaşması ürünü olan kromit cevherlerinden belirli granit türleriyle ilişkili kalay yataklarına kadar geniş bir aralıkta örnekler verilebilir. Bu bölümde anlatılan süreçler magmanın soğuması ve katılaşması ile kökensel olarak ilişkilendirilebilen kendine özgü doğal özellikleri ile ilgilidir. Sulu akışkan fazının ayrılması ya da kristallenme sırasında uzaklaşması ile ilgili süreçlere dair açıklamalar Bölüm 2'de verilmiştir. Magmatik ve magmatik-hidrotermal cevher oluşum süreçleri başlığı altında tartışılan konular birbiriyle yakından ilişkilidir ve bu kitabın I. Kısmı'nı oluşturmaktadır.

Konak kayası magmatik olan yatakların ekonomik önemi, konak kaya türünün bir fonksiyonu olarak cevher üretim verilerinin derlemesinden hareketle ortaya konabilir. Örneğin, Güney Afrika gibi bir ülke başlıca çökel kayalarla kaplı olup, bunlar şüphesiz (özellikle fosil yakıtlar açısından) birçok değerli maden yatağını barındırırlar. Bununla birlikte, mostra birim alanı başına magmatik kayalarda gözlenen cevherlerin değeri, Çizelge 1.1'de belirtildiği gibi sedimenter kayalar ile karşılaştırılabilir düzeydedir. Güney Afrika her ne kadar devasa Bushveld Kompleksi'ndeki çok özel maden zenginlikleriyle bilinse de, magmatik konak kayalı maden yatakları da bir o kadar önemli yer tutar.

1.2 Magmalar ve Metalojeni

Magmatik maden yatakları magmatik konak kayanın bileşiminin bir fonksiyonu olarak değişiklik gösterir. Magmalardaki değişken metal zenginliği ergiyen kaynak kayadan miras olarak gelir. Örneğin, kalkofil ve siderofil elementlerin (Ni, Co, Pt, Pd ve Au gibi) birçoğunun mafik kaya türleriyle ilişkili olma olasılığı daha yüksek iken, litofil element zenginleşmeleri (Li, Sn, Zr, U ve W) genel olarak felsik veya alkalen kaya türleri ile ilişkilidir. Bu durum madenlerin oluşumu açısından önemlidir. Dolayısıyla, bu farklılıklar ile ilişkili bazı faktörler aşağıda ele alınmıştır.

1.2.1 Kabuk Mimarisi ve Maden Zenginliği

Siderofil ve kalkofil elementlerin en yüksek zenginleşmeleri hemen hemen istisnasız biçimde Yerküre'nin manto ve çekirdeğinde bulunurlar. Çok derin olmalarından dolayı da bunlara genellikle erişilemez. Aslında, dünyadaki ekonomik olarak işletilebilir maden zenginliğinin çoğu yüzeyde veya yeryüzünün hemen altında bulunur. Dünyanın en derin madenleri Güney Afrika'nın Witwatersrand Havzası'nda bulunur ve 4000 m'den fazla derinliğe kadar uzanırlar. Bu derinlik cevher kütlesinin çıkarılması açısından bugün için bir güvenlik ve ekonomik uygulanabilirlik

Çizelge 1.1 Güney Afrika'daki magmatik ve tortul kayalardan cevher üretim değeri için bir karşılaştırma (Pretorius, 1976'dan).

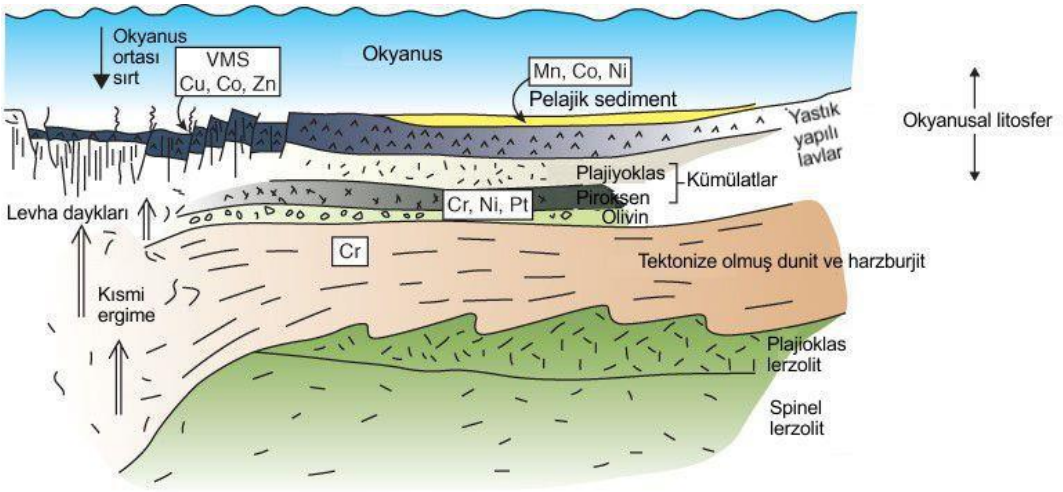
Konak kaya	Alan (km^2)	1971 Satış Değeri (Milyon USD)	Toplam Alanın %si	Toplam Değerin %si	Birim Değer (USD/km^2)
Granitler	163000	1973	13,3	3,4	12000
Mafik katmanlı kompleksler	36400	7288	3,0	12,5	200200
Toplam (magmatik)	199500	9261	16,3	15,9	46400
Tortul kayalar	1023900	49137	83,7	84,1	47900

sınırıdır. Ne var ki, birçok maden türü kabukta 4 km'den çok daha derinde oluşmuş; hatta bazıları mantodan türemiştir. Örneğin elmaslar, çeşitli magmatik veya tektonik mekanizmalarla işletilebilir derinliklere getirilen kimberlit magmalarında bulunurlar. Bu nedenle, cevher oluşum süreçlerini anlamak litosferik (yani kabuk ve üst manto) mimariyi ve ayrıca Yerküre'nin bu bölümündeki magmatik kayaların kaynağı ve doğası hakkında bilgi sahibi olmayı gerektirir.

Dünya yüzeyinin yaklaşık üçte ikisini kaplayan okyanus kabuk 10 km'den ince olup, içerik itibariyle kıtalara kıyasla nispeten basit ve tutarlı bir bileşime ve yapıya sahiptir. En üst katmanı ortalama olarak sadece 0,4 km kalınlığındadır (Kearey ve Vine, 1996). Bu kısım okyanus tabanı türbidit akımlarıyla yayılmış malzemelerden oluşmaktadır. Genellikle yüksek oranda indirgenmiş ve metal yüklü olup, karasal ve pelajik çökellerin bir kombinasyonunu içerir. Bunun altında tipik olarak 1-2,5 km kalınlığında, karakter olarak hem ekstrüzif hem de intrüzif, bileşimi de baskın olarak bazaltik olan bir katman bulunur. Bazaltların altında da okyanusal kabuğun plütonik özelllikli, bazaltik magmanın kristallenmesi ve farklılaşmasıyla oluşmuş ana gövdesi yer alır. Bu kümülat topluluğu esas olarak gabro, piroksenit ve peridotitden oluşur. Okyanusal litosferin tektonize ve metamorfize olmuş kısımları kıta-okyanus çarpışması sırasında kıta kenarlarına itilmiş ya da kıta üzerine bindirilmiş okyanus kabuğu parçalarını (genellikle yay arkası havzaları) temsil eden ofiyolit komplekslerinde gözlenebilir.

Okyanusal kabuk ile ilişkili ve deniz tabanında bulunması muhtemel maden yataklarının çeşitleri şekil 1.1'de sunulmuştur. Bunlar, okyanus ortası sırt bazaltının (OOSB/MORB) kristal farklılaşması ile ilişkili podiform kromit yatakları içerirler. Bu yatakların Ni ve Pt grubu elementlerinin (PGE) cevherleşme potansiyeli de vardır. Deniz tabanındaki nodüllerde manganez birikimleri, pelajik çamurlarda metal açısından zengin derişimler ve eksalatif volkanojenik masif sülfit (VMS) Cu-Zn yatakları da bu tektonik ortamda oluşsa da, doğrudan magmatik süreçlerle ilgili değildir. Bu konular kitabın başka yerlerinde (Bölüm 3 ve 5) ele alınmışlardır.

Kıtasal kabuk okyanusal kabuktan çok farklıdır. Tipik olarak 35-40 km kalınlığında olmakla birlikte rift bölgeleri altında yaklaşık

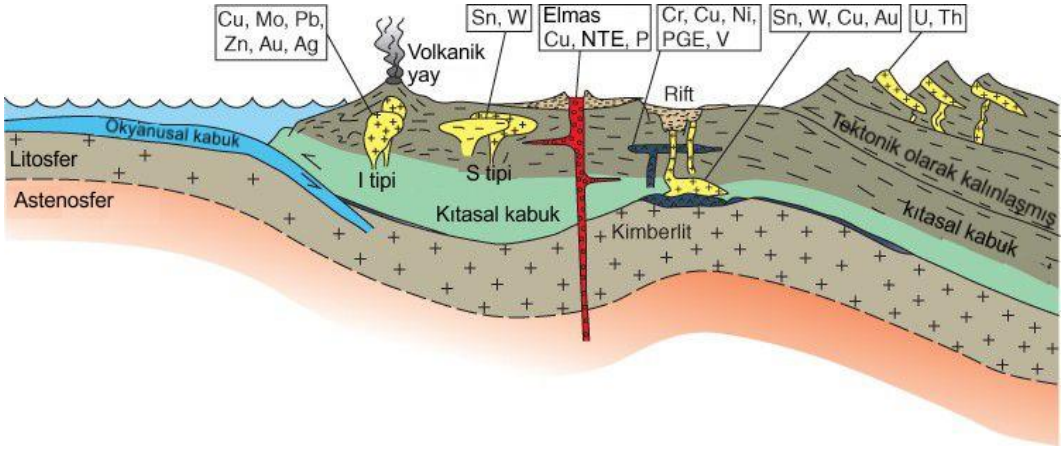


Şekil 1.1 Okyanusal kabuk ortamına özgü başlıca maden yatağı çeşitlerini gösteren kesit. Sadece kromit ve ilgili yataklar (Cr-Ni-Pt) magmatik cevher oluşturma süreçleriyle ilişkilidir. VMS (Cu, Co, Zn) ve konak kayası sedimenter olan yataklar (Mn, Co, Ni) sırayla bölüm 3 ve 5'de ele alınmışlardır.

20 km'ye kadar incelmekte; genç dağ kuşaklarının altında 80 km veya daha fazla kalınlığa ulaşabilmektedir. Geçmişte uzun bir süre kıtasal kabuğun üst kısmının büyük ölçüde granitten (ve bundan türeyen çökellerden), daha alt kısmının da (sismik hızlarda ve dolayısıyla kabuk yoğunluğunda bir değişikliği işaret eden) Conrad süreksizliğinin ikiye ayırdığı daha mafik bir kısımdan oluştuğu düşünülmüştür. Daha yakın geçmişteki jeofizik ve jeolojik çalışmalar kabuk mimarisinin daha karmaşık olduğunu ve bazı durumlarda 3,8 milyar yıl öncesine uzanan, uzun ömürlü bir tektonik ve magmatik geçmişi yansıttığını göstermektedir (Şekil 1.2). Günümüzde kıtasal kabuğun üst, orta ve alt kabuk şeklinde üç katmandan oluştuğu düşünülmektedir (Rudnick ve Gao, 2014). Üst kabuğun bileşimi granodiyoritik olup, magmatik ve metamorfik ilksel kayalardan türemiş tortul malzeme de içerir. Tipik kabuk kesitlerinde orta kabuk amfibolit ve alt granülit fasiyesinde metamorfize olmuş kayalardan oluşurken, alt kabuk granülit fasiyesi kayalarını içerir. Kabuğun daha derin kısımları litolojik açıdan oldukça değişkendir. Şöyle ki: Orta kabuk tipik olarak granodiyorit ila tonalit aralığında nispeten gelişmiş bileşimler sunarken, alt kabuk daha yoğun, mafik bir bileşimde olup, ısı üreten elementlerden (K, U, Th) yoksundur.

Kıtalar jeolojik zaman boyunca aktif levha kenarlarında ve daha az ölçüde kıtaların içinde gelişen çeşitli magmatik, sedimenter ve orojenik süreçlerle aşamalı olarak meydana gelmiştir. Buna ek olarak, kıtalar jeolojik zaman boyunca defalarca parçalanmış ve birleşmiştir. Wilson döngüleri (okyanus kabuğunun gelişmesi ile birlikte kıtaların ayrılması, ve sonra yeniden bir araya gelmesi) olarak bilinen bu süreçler jeolojik geçmişte kıtasal parçaların yayılımını birkaç kez yeniden düzenlemiştir. Bazen kıtasal parçaların çoğu bir süper kıta oluşturmak üzere birleşmiş ve daha sonra küresel ölçekte belli periyodlarda dağılmışlardır. Örneğin, Paleoproterozoyik Zamanı'nda benzer jeolojileri nedeniyle Güney Afrika ve Batı Avustralya'nın bazı kısımlarının aynı kıtanın bir parçasını meydana getirmiş olduğu düşünülebilir. Kabuk evriminin zamanla nasıl değiştiği ve hem Wilson hem de süper kıta döngülerinin küresel metalojeni açısından önemi Bölüm 6'da daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Bazı kıtasal kesimlerde yaklaşık 6 km derinlikte Conrad süreksizliğine kadar uzanmış olarak tanımlanan üst kabuk, felsik ila ortaç bileşimli (granitten diyorite) kayalardan ve bu kayaların bozuşmasından ve aşınmasından türemiş sediment kırıntılarıyla birlikte oluşur. Arkeen (2,5 milyar yıldan) yaşlı kıta parçaları



Şekil 1.2 Kıtasal kabuk ortamına özgü, magmatik ilişkili belli başlı maden yatağı çeşitlerini gösteren kesit. Sadece kromit ve ilişkili yataklar (Cr-Ni-Pt) magmatik cevher oluşturma süreçleriyle ilişkilidir. VMS (Cu, Co, Zn) ve konak kayası sedimenter olan yataklar (Mn, Co, Ni) sırayla bölüm 3 ve 5'de ele alınmışlardır.

da eski okyanus kabuğunun korunmuş parçalarını temsil eden, önemli bir yeşiltaş kuşak malzemesi bileşeni içerirler. Conrad ve Mohorovicic süreksizlikleri arasındaki alt kabuğun bileşimi değişken olmakla birlikte tipik olarak daha sıcak ve genellikle daha yoğun bir malzeme şeklindedir. Bunun nedeni, kabuktaki sıcaklık ve basınçların derinlikle birlikte tipik olarak (sırayla) 25°C/km ve 30 MPa/km civarındaki oranlarda artmasıdır (Kearey ve Vine, 1996). Alt kabuk bileşimsel olarak üst kabuktan farklı değildir. Ancak, metamorfizma derecesi daha yüksektir. Ayrıca, daha yüksek seviyelere çıkan magma alt kabuktan ayrılmış halde olacağından ve modifiye edilmiş malzeme kalıntısı bırakmış olabileceğinden dolayı muhtemelen daha susuz ve kalıntı malzeme karakteri sunar. Alt kabuğun bir kısmı amfibolit, gabro ve anortozit gibi malzemeler içerecek şekilde daha mafik olabilir.

Elbette ki dünyanın bilinen maden yataklarının çoğu (bazıları Şekil 1.2'de gösterilen) kıtasal kabuk kayaları içinde bulunmaktadır. Şekil 1.2'de magmatik kayalarla ilgili önemli yatak türlerinden bazıları elmaslı kimberlitler, anortozit içinde Ti yatakları, katmanlı kıtasal mafik ortamlardaki Cr-V-Pt-Cu-Ni topluluğu cevherleri ve granitler ve alkalen intrüzyonlarla ilişkili litofil cevherleri ailesindeki Sn-W-F-Li-Nb-NTE-P-U yataklarıdır.

1.2.2 Magma Çeşitleri ve Bu Magmaların Metal İçerikleri

Reolojik özellikleri farklı olsa da, Yerküre'nin sert litosfer ve sünek astenosferden oluşan iki dış tabakası büyük ölçüde katıdır. Bununla birlikte, bu tabakalar içinde basınç veya sıcaklık açısından anomali gösteren bölgeler mevcut kayaların yerel olarak ergimesine neden olabilir. Oluşan magmanın bileşimi ergiyen kayanın özellikleri ve erime derecesi tarafından kontrol edilir. Buna göre, magmanın bileşimi de o magmadan katılaşan kayalarda oluşması muhtemel metal zenginleşmelerinin özelliklerini belirler.

Teorik olarak ultramafikten oldukça alkalene kadar değişen bir aralıkta sonsuz sayıda magma bileşimi oluşturmak mümkün olmakla birlikte, bu bölüm (açıklama kolaylığı bakımından) her biri temel bir magma tipini temsil eden dört alt bölüme ayrılmıştır. Bunlar bazalt, andezit, riyolit ve alkalen magmaları olup, sonuncusu kimberlitleri de içerir.

1.2.2.1 Bazalt

Bazaltlar genellikle hemen hemen her tektonik ortamda oluşurlar. Ancak, bunların çoğu okyanusal kabuğu meydana getirmek üzere okyanus ortası sırtlar boyunca ve sıcak nokta ile ilişkili sorguçlar vasıtasıyla oluşurlar. Bundan başka, ada yayları ve orojenik olarak aktif kıta kenarları boyunca daha felsik magmalarla birlikte de oluşurlar. Bazaltik magmanın iyi gelişmiş kırıklar veya riftler boyunca kıtasal kabuğa intrüzyonu veya kıtasal kabuktan püskürmesi (ekstrüzyonu) (mesela kıtasal taşkın bazalt provensleri veya Zimbabwe'nin Great Dyke'ı) olabileceği gibi, plaka içi sıcak nokta aktivitesinin sonucu olarak da gelişebilir (örnek: Güney Afrika Bushveld Kompleksi'nin oluşumu).

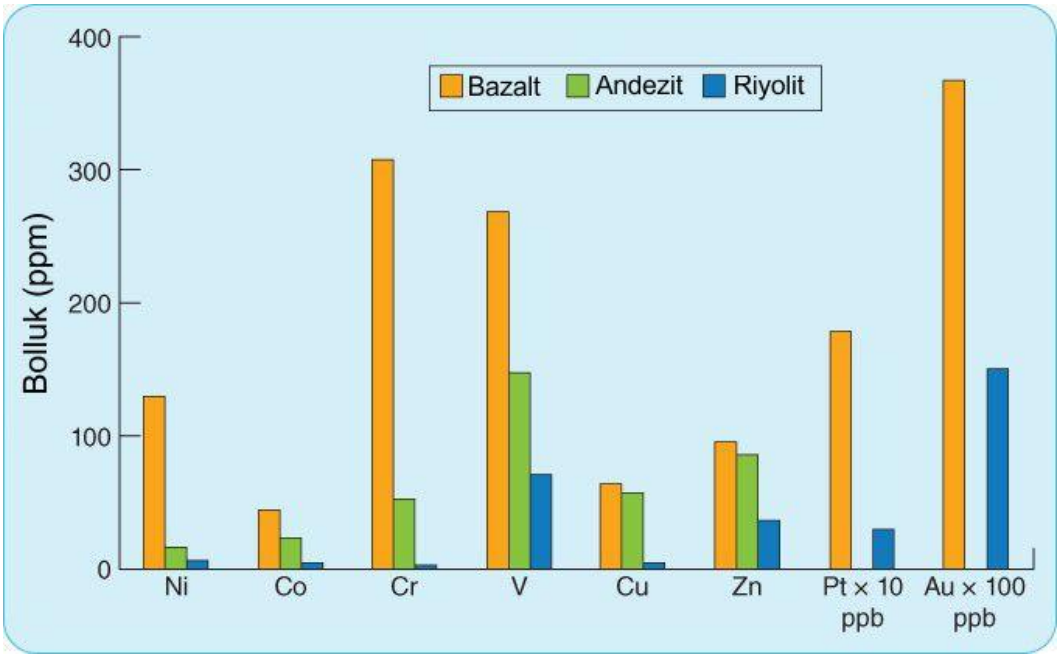
Bazalt genellikle peridotitik bileşimde olan manto malzemesinin kısmî ergimesiyle oluşur. Deneysel çalışmalarla lerzolit (klinopiroksen ve granat veya spinel içeren bir peridotit) gibi bazı manto kayalarının ergimesi ile bazaltik sıvıların oluştuğu gösterilmiştir. Oysa Alpin tipi peridotit gibi kayalar (esas olarak olivin ve ortopiroksen içerirler) bazaltik sıvılar oluşturmayacak kadar refrakterdirler. Bu kayalar esasen bazaltik magma mantodan ayrıldıktan sonra oluşan kalıntılarını temsil etmektedirler. Benzer şekilde, bir yitim zonu içine giren hidratlanmış (serpantinleşmiş) bazalttan oluşan okyanus kabuğu, ada yayı ve kıta kenarı tipi magmatizma için potansiyel bir kaynak kayadır. Arkeen yeşiltaş kuşaklarıyla sınırlı (>% 18 MgO ile karakteristik) ultramafik bazalt magmaları olan komatitlerin kökeni tartışmalıdır. Komatitlerin genellikle 2,5 milyar yıldan önceki kabuk oluşum aşamalarında baskın olan yüksek ısı akışı koşullarına bağlı olarak mantonun yüksek derecelerde kısmî ergimesini temsil ettiği düşünülmektedir.

Çizelge 1.2 Bazı elementlerin belli başlı magma çeşitlerindeki ortalama bollukları (Taylor, 1964; Wedepohl, 1969 ve Krauskopf ve Bird, 1995'den).

	Bazalt	Andezit	Riyolit	Alkalen Magma	Kimberlit	Clarke[a]
Li	10	12	50	-	-	20
Be	0,7	1,5	4,1	4-24	-	2,8
F	380	210	480	640	-	625
P	3200	2800	1200	1800	%0,6-0,9	1050
V	266	148	72	235	-	135
Cr	307	55	4	-	-	10
Co	48	24	4,4	-	-	25
Ni	134	18	6	-	1050	75
Cu	65	60	6	-	103	55
Zn	94	87	38	108	-	70
Zr	87	205	136	1800	2200	165
Mo	0,9-2,7	0,8-1,2	1	15	-	1,5
Sn	0,9	1,5	3,6	-	-	2
Nb	5	4-11	28	140	240	20
Sb	0,1-1,4	0,2	0,1-0,6	-	-	0,2
Ta	0,9	-	2,3	10	-	2
W	1,2	1,1	2,4	16	-	1,5
Pb	6,4	5	21	15	-	13
Bi	0,02	0,12	0,12	-	-	0,17
U	0,1-0,6	0,8	5	10	-	2,7
Th	0,2	1,9	26	35	-	7,2
Ag[b)]	100	80	37	-	-	70
Au[b)]	3,6	-	1,5	-	-	4
Pt[b)]	17-30	-	3-12	-	19	10
S	782	423	284	598	2100	260
Ge	1,1	1,2	1,0-1,3	1,3-2,1	0,5	1,5
As	0,8	1,8	3,5	-	-	1,8

Ortalamanın bilinmediği durumlarda değerler aralık halinde verilmiştir.
[a] Clarke ortalama kabuk bolluğunu işaret eden bir terimdir.
[b] Bu değerler ppb cinsinden, diğerlerinin tümü ppm cinsindendir.

Mafik kayalarla ilişkili maden yatakları tipik olarak Ni, Co, Cr, V, Cu, Pt ve Au'dan oluşan (esas olarak siderofil ve kalkofil) metal topluluğunu içerir. Çizelge 1.2'ye yakından bakıldığında bu listenin özellikle bazaltik magmalar açısından zenginleşmiş elementlere karşılık geldiği görülecektir. Şekil 1.3'de üç temel magma tipinde bu metallerin göreceli bollukları verilmiştir. Şekile göre andezit ve riyolite kıyasla bazaltta önemli ölçüde yüksek zenginleşmeler görülmektedir. Her durumda bu metallerin zenginleşmelerindeki artış, bazaltın türediği kaynak malzemelerin benzer şekilde siderofil ve kalkofil metallerce zenginleşmiş olması gerçeği ile ilişkilidir. Artan bolluklar ayrıca bu metallerin bazaltik magmanın (Mg ve Fe) karakteristik ana elementlerine ve mineral bileşimini (olivin ve piroksenler) belirleyen



Şekil 1.3 Bazı metallerin bazalt, andezit ve riyolitteki göreceli bollukları (veriler Çizelge 1.2'den).

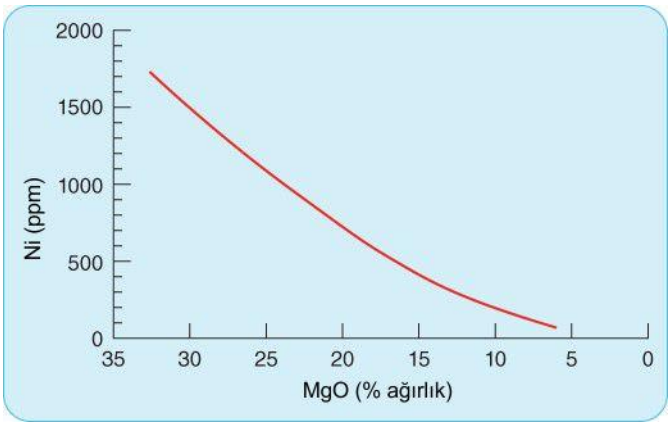
kimyasal afiniteyi de yansıtır.

Bir elementin diğerine kimyasal afinitesi (yatkınlığı) periyodik tablodaki göreceli konumlarıyla yansıtılan atomik özellikleriyle ilgilidir (bkz. Giriş, Şekil 4). Örneğin, toprak alkali elementlerin (K, Na, Rb, Cs, vb.) hepsi birbirine çok benzemekle birlikte geçiş metallerinden (Fe, Co, Ni, Pt, Pd gibi) oldukça farklı özelliklere sahiptirler. Ayrıca, magmalarda bu kadar düşük bolluklarda bulunan ve ayrı bir mineral fazı oluşturamayan minör veya iz elementler, bir mineral kafesinde kimyasal olarak benzer başka bir elementin yerine geçme ya da kristal kafeste defolu bir bölgeyi işgal etme yetenekleri sayesinde kayalarda bulunurlar. Bu davranış diadohi veya yerini alma (ornatma) olarak adlandırılır ve kayalardaki iz element davranışının tamamını olmasa da birçoğunu açıklar. İyonik yarıçaplar ve yüklerin benzemesi durumunda bir kristalde ana elementin yerini bir iz element alır. Tipik olarak, yarıçaplar arasındaki fark %15 civarında olmalı ve yük farkının başka bir ikame ile telafi edilebilmesi koşuluyla, yükler birden fazla birim farklılık göstermemelidir. Bağ kuvveti ve bağ tipi de diadohiyi etkiler ve genellikle iyonik bağın hakim olduğu kristallerde gelişir.

Diadohi davranışı için güzel örnekler olivinde Mg^{+2} yerine Ni^{+2} ve manyetitte Fe^{+3} yerine V^{+3} gelmesidir. Bazaltların Ni içeriğine dair analitik veriler Ni ve MgO içerikleri arasında mükemmel bir korelasyon olduğunu göstermektedir (Şekil 1.4). Bu da minör metalin kolayca Mg'un yerini aldığı fikrini doğrulamaktadır. Ultramafik bazaltların ve komatitlerin daha yüksek orijinal Ni içeriği komatitlerin belki de ekonomik magmatik nikel yataklarına ev sahipliği yapma konusunda daha uygun olduğunu düşündürmektedir. Bu sonuç Batı Avustralya'daki Kambalda maden bölgesinin Arkeen komatitleri içinde (bkz. Kutu 1.5) ve dünyanın başka yerlerinde bulunan dünya çapında önemli nikel yataklarının varlığından doğan bir gözlemdir.

1.2.2.2 Andezit

Andezitler, bileşimi bazalt ve riyolit arasında olan magmalardan kristallenen kayalardır (tipik olarak SiO_2 içeriği ağırlıkça %53-63 arasındadır). Orojenik bölgelerde



Şekil 1.4 İçerisinde baz metal cevherleşmesinin oluşmadığı bazaltların Ni ve MgO içerikleri arasındaki ilişki (Naldrett, 1989*a* verileri).

baskın olarak ada yayları boyunca veya altında dalan okyanus kabuğunun bulunduğu kıta kenarlarında meydana gelme eğiliminde oldukları iyi bilinmektedir. Ancak, petrojenezleri konusundaki tartışmalar devam etmektedir (Hall, 1996). Andezitin kökeni hakkındaki tartışmalar, uygun bir kaynak kayacın uygun bir ergime derecesiyle doğrudan türetilen bir birincil magma bileşimini mi yoksa bazalt gibi daha mafik bir magmanın farklılaşmasıyla oluşan olgunlaşmış bir ergiyiği mi temsil ettiği etrafında yoğunlaşmaktadır.

Jeolojik gözlemler andezitin hem birincil magma bileşiminden hem de yerinde farklılaşma ile oluşabileceği fikrini desteklemektedir. Andezitik volkanların doğrudan bir Benioff zonunun (yani kayacın hareketi ve kırılması nedeniyle depremler üreten dalan levhanın) asismik bölümlerinin üzerinde görülmesi bu alanlarda ergiyik üretiminin (ve sismik dalgaların sönümlenmesinin) meydana geldiğini düşündürmektedir. Bu da, andezitik magmanın sulu okyanus kabuğunun doğrudan ergimesi veya daha büyük olasılıkla, yitim zonunda dalan levhanın üzerindeki manto kamasının alttaki okyanus kabuğundan çıkan sıvıların geçişi sırasında ergimesi ile üretildiği fikrini desteklemektedir. Bir başka yol da, andezitik magmanın su bakımından nispeten zengin ana magmalardan hornblent ve manyetit gibi fazların farklılaşmasıyla (Osborn, 1979) veya başlangıçta daha mafik bir ergiyiğin felsik malzeme veya ergiyikle kirlenmesiyle üretilmesidir.

Andeziti oluşturan magmanın, andetizin de oluşum şeklinin bir önemi olmaksızın, herhangi bir metal grubu veya maden yatağı ile birincil bir ilişki göstermeyen türde bir magma türü olduğu açıktır. Bunun yerine, maden yataklarının bileşim spektrumunun uç kısımlarını temsil eden magmalarla ilişkili olma eğiliminde olduğu ve ara ergiyik bileşimlerinin basitçe ara iz element bollukları ile karakterize edildiği görülmektedir. Çizelge 1.2 incelendiğinde metal spesifikliğinin andezitlerde çok az olduğu veya olmadığı; bazalt ile granit veya alkalen kayalar arasında ortaç iz element bollukları ile karakterize edildiği görülecektir.

1.2.2.3 Riyolit

Felsik magmalar çeşitli jeolojik ortamlarda oluşabilir. Kabukta sodyumca zengin tonalitten potasyumca zengin alkali granite kadar değişen bir kaya bileşimi yelpazesi oluşturacak şekilde derinlerde kristallenirler veya dasitik ve riyolitik volkanik kayaları oluşturmak üzere yüzeye çıkarak katılaşırlar. Okyanusal kabukta veya iki okyanus levhası arasında oluşan ada yayları boyunca çok az granitik magma oluşur. Okyanusal granit (tipik olarak) başlangıçta manto erimesi ile oluşan daha mafik bir magma tipinin farklılaşmasının bir sonucu olarak ortaya çıkar. Bir örnek olarak, İzlanda'da orta Atlantik sırtı boyunca Hekla volkanının püskürmesi şiddetli bir felsik kül üretimi ile başlar ve bunu hemen ardından tipik bir bazaltik andezit püskürmesi takip eder. Buna göre, püskürmeler arasındaki süre magmanın farklılaşması ile

karakterize edilmekte ve bu sürece eşlik eden uçucular birikerek sonraki püskürmeye yol açmaktadırlar (Baldridge vd., 1973). Bu gözlemler granitik ergiyiklerin okyanus ortamlarında daha mafik magmaların farklılaşmasının ürünleri olabileceğini açıkça göstermektedir.

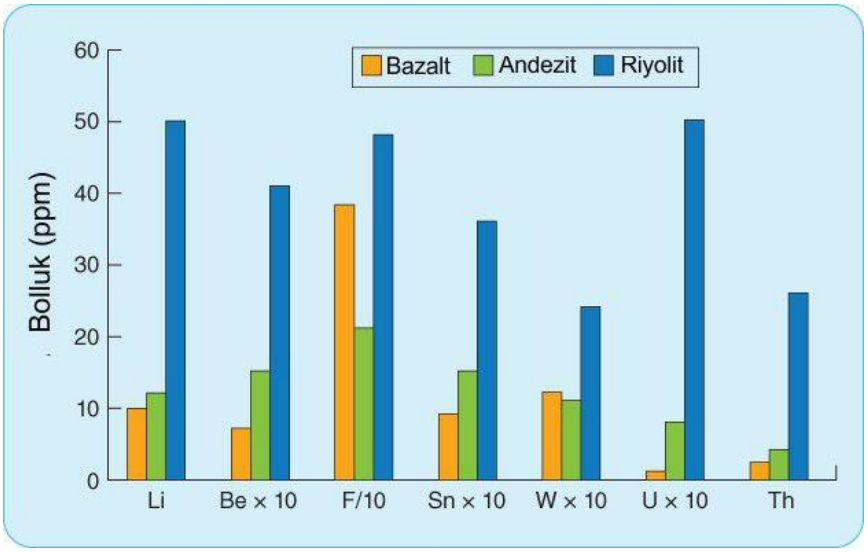
Bununla birlikte, felsik magmaların çoğu okyanus-kıta ada yayları ve orojenik kıta kenarları boyunca ağırlıklı olarak kabuk malzemesinin kısmî ergimesinden kaynaklanmaktadır. Her ne kadar And tipi yitim zonlarında, dalan levhanın da kısmen ergimesi gözlense de, okyanus ortamlarına kıyasla bu ortamda oluşan felsik magmanın çok daha yüksek oranda olması kıtasal kabuğun bir kaynak olarak önemli bir rol oynadığını göstermektedir. And tipi yitimle ilişkili magmatizmanın hem manto litosferinden hem de kıtasal kabuktan ergiyik katkıları aldığı konusunda genel bir fikir birliği vardır. Bu ergiyiğin bileşimi magma karışması ve fraksiyonel kristallenmenin kombinasyonuna atfedilen ve "kalk-alkalen" olarak adlandırılan magmatik toplulukları da içerecek şekilde çok geniş bir aralıkta değişir (Best, 2003).

Kıta-kıta çarpışmasının son aşamalarında, ayrıca riftleşme ve kabuk incelmesinin meydana geldiği anorojenik kıtasal ortamlarda önemli ölçüde felsik magma üretilir. Örneğin, Himalaya tipi kıta çarpışmasına genellikle şiddetli bindirme, tektonik tekrarlanma ve ters metamorfik gradyanlarla ilişkili kabuk kalınlaşması eşlik eder. Bu süreçler kabuk malzemesinin susuzlaştırılmasına neden olur ve bu da, genellikle önemli oranda sediment içeren kaynak kayalardan türetilen yüksek seviyeli lökogranit magmaları oluşturmak üzere kısmî ergimeyi teşvik eder (Le Fort, 1975). Öte yandan, anorojenik kıtasal magmatizma, genellikle kabuk incelmesi ile ilişkilidir (buna eşlik eden sorguç veya sıcak nokta aktivitesi?) ve bimodal bileşimlerde (yani bazalt + riyolit) magma üretilmesiyle karakterize edilir. Buna iyi bir örnek, Güney Afrika'daki 2056 My yaşlı Bushveld Kompleksi'dir. Burada erken dönem mafik magmalar dünyanın en büyük katmanlı magmatik kompleksini oluşturmak üzere sokulmuş ve ardından devasa bir granit kütlesi yerleşmiştir. Nijer ve Nijerya'nın alkalen halka kompleksleri diğer örneklerdir. Güneye doğru Ordovisiyen'den Jura'ya gençleşen bu sokulumların bir sorguç kökenli olduğu düşünülmekte olup, özellikle orta Nijerya'nın Jos Platosu bölgesinde önemli Sn ve Nb cevherleşmeleri üretmişlerdir (Kinnaird, 1987).

Felsik magmatik kayalarla ilişkili cevher yatakları genellikle Li, Be, F, Sn, W, U ve Th gibi litofil elementlerin zenginleşmelerini içerir. Çizelge 1.2'de bu elementlerin riyolitik magmalar açısından doğal olarak zenginleştirilmiş elementlere karşılık geldiği gözlenmektedir. Şekil 1.5 ise, bu elementlerin görece bolluklarını ve özellikle andezit ve bazalt ile karşılaştırıldığında riyolitte daha yüksek olan bolluklarını çubuk grafik şeklinde göstermektedir.

Riyolitik magmalardaki belirli litofil elementlerin göreceli zenginleşmesi, bunların kısmen jeokimyasal uyumsuzluğuyla ilgilidir. Uyumsuz bir element, iyonik yükü ve yarıçapı kaya oluşturan minerallerdeki stokiyometrik elementlerin herhangi birinin yerini almasını zorlaştıran elementtir. Bu nedenle, uyumsuz elementler kristallenme ürünleri dışında kalır ve kalıntı veya farklılaşmış magmalarda (okyanusal ortamlarda mafik magmaların kristal fraksiyonlaşmasıyla oluşabilecek granitik magmalar gibi) yoğunlaşma eğilimi gösterirler. Alternatif olarak, uyumsuz elementler genellikle litofil elementlerce zenginleşebilmiş kaynak kayaların düşük sıcaklıklarda kısmî ergimesinden türemiş kabuksal ergimelerde yoğunlaşma eğilimi de gösterirler. Bu kavramlar aşağıda alt bölüm 1.4'te ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Granit sokulumları ilişkili maden yataklarının iyi bilinen ve ilginç bir özelliği, magmanın kökeni ve bileşiminin genellikle yataktaki metal topluluğunun doğasını kontrol etmesidir (Chappell ve White, 1974; Ishihara, 1978, 1981). Bu kontrol kısmen magmayı oluşturan kayaların ergimesi ile miras aldığı metal zenginliği ile ilgilidir. Sedimenter kayalar veya üst-kabuksal (supracrustal) protolitin ergimesinden oluşan felsik magmalarla (S-tipi granitler olarak adlandırılır) ilişkili maden yatakları Sn, W, U ve Th gibi metal



Şekil 1.5 Seçilmiş "granitofil" elementlerin bazalt, andezit ve riyolitlerdeki göreceli bollukları (Kaynak: Çizelge 1.2 verileri).

zenginleşmelerini içerir. Buna karşın kabukta ağırlıklı olarak magmatik protolitlerin ergimesiyle oluşan (I tipi granit) cevher birlikteliği Cu, Mo, Pb, Zn ve Au gibi metallerce zengindir. Bu ilişki metalojenik olarak önemli olup, aşağıda alt bölüm 1.3.4'te ve sonra Bölüm 2'de daha ayrıntılı olarak tartışılmıştır.

1.2.2.4 Alkalen Magmalar, Karbonatit ve Kimberlit

Magmaların çoğu bazalt-andezit-riyolit spektrumu ile temsil edilmesine rağmen, bazıları bu eğilimden sapmakta ve bileşimsel olarak sıra dışı bir nitelik kazanmaktadır. Örneğin, SiO_2 bakımından fakir fakat alkali elementlerce (Na, K ve Ca) oldukça zengin olan magmalar nispeten nadir olsa da, çoğu zaman çeşitli cevher oluşturan metallerin [Cu, Fe, P, Zr, Nb, NTE (nadir toprak elementleri), F, U ve Th gibi] yüksek zenginleşmelerini içerdiklerinden dolayı ekonomik açıdan önemli olabilirler. Ayrıca, kimberlit ve ilişkili magma türleri (lamproitler gibi) elmasların birincil ana kaynağıdır (bkz. alt bölüm 1.3.2 ve Kutu 1.1).

En yaygın alkali mafik magma, feldispatoid, kalsik-piroksen ve karbonat toplulukları gibi oldukça sıra dışı mineraller içeren bir dizi kaya türlerinden (ijolite takımı; Hall, 1996) oluşan nefelinittir. Nefelinit lavları Yeşil Burun (Cape Verde) ve Hawaii Adaları gibi okyanusal ortamlarda gözlenirse de en iyi Doğu Afrika rift vadisi, orta Avrupa ve güneydoğu Avustralya gibi genç (Paleosen'den günümüze kadar) kıtasal volkanik ortamlarda görülürler. Yaşlı alkalen magmatik kompleksler nadirdir. En iyi korunanlardan biri Güney Afrika'da bakır ve fosfatın yanı sıra bir dizi küçük yan ürün için işletilen, yaklaşık 2050 My yaşındaki Phalaborwa Kompleksi'dir.

Nefelinit ve bunlarla ilişkili fakat nadir bulunan karbonatit ergiyikleri (yani esasen $CaCO_3$ ve daha az Na_2CO_3 içeren magmalar; alt bölüm 1.3.4) yüksek toplam basınç (P_{toplam}) ve CO_2 basıncı (P_{CO_2}) altında çok düşük kısmî ergime dereceleri ile mantodan türemiş birincil magma tipleridir (Hall, 1996). Nefelinitik ve karbonatitik magmalar arasındaki ilişki genellikle sıvı karışmazlığına atfedilir. Bu süreçte karbonat bileşeni ve aynı zamanda alkalice zengin orijinal bir silikat magması biri silikat ve diğeri karbonat olmak üzere iki sıvı fraksiyona ayrışır (Ferguson ve Currie, 1971; Le Bas, 1987). Mantodaki bir granat lerzolit kaynağının düşük dereceli (%2) kısmî ergimesi genellikle olivin nefelinit bileşimleri verir. Bu

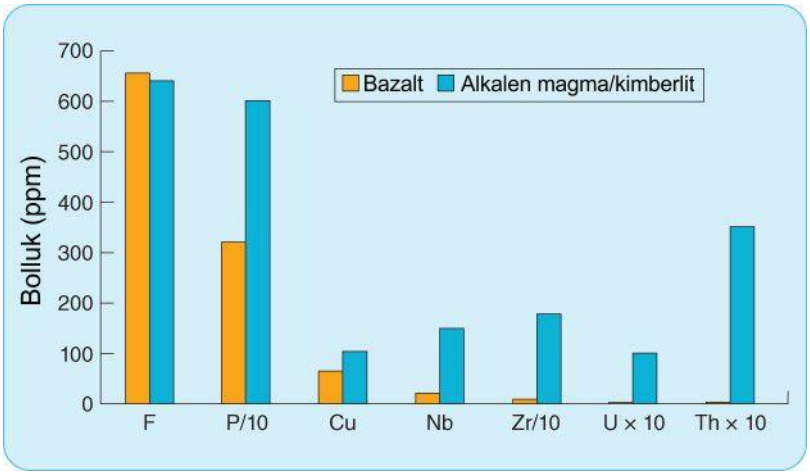
magmalar mekânsal ve zamansal olarak bazaltik volkanizma ile ilişkilendirilebilir (Le Bas, 1987). Öte yandan, karbonatit içeren nefelinit magmalarının kaynak materyalin aynı zamanda bir karbonat fazı (dolomit gibi) ve bir soda-amfibol içermesi durumunda mümkün olduğu kabul edilir. Bu tür manto kaynaklı kayalar sıvı girişi, uçucu ve diğer uyumsuz elementlerin zenginleşmesini içeren bir süreç olan kapsamlı metasomatizmanın sonucu olması muhtemeldir. Alkali magmaların yukarıda bahsedilen çeşitli cevher bileşenleri bakımından bu kadar zengin olmasının ana nedeni muhtemelen verimli bir manto kaynağı kayanın ergimesidir (bkz. Kutu 1.2). Bazaltların ortalaması ile karşılaştırmalı metal zenginleşme derecesi şekil 1.6'da verilmiştir.

Kimberlit ve ilişkili ultramafik magmalar diğer minerallerin yanı sıra hem mika hem de olivin içeren nadir ve sıra dışı kayalar oluşturmak üzere kristallenirler. Kimberlitler potasyum açısından zengin olup (K_2O tipik olarak ağırlıkça % 1-3), mantonun derinliklerinden türetilmesine rağmen hidrat ve karbonat içerirler. Genellikle küçük (<1 km çapında) boru benzeri gövdeler veya dayklar ve siller şeklinde oluşurlar. Genellikle yüksek derecede patlamalı ve gaz yüklü püskürmeler şeklinde dışarı çıkarlar. Kimberlitin genellikle sadece mantoda gözlenen yüksek basınçlı mineral topluluklarından oluşan granat-lerzolitik ve eklojitik ksenolitlerini yüzeye taşıması çok derin kökenli olduklarının kanıtıdır. Ek olarak, kimberlitlerin küçük bir kısmı elmas ksenokristalleri de içerir. Elmas indirgen koşullar altında ve yaklaşık 100 km'yi aşan derinliklerde 900°C'den yüksek sıcaklıklarda kararlı bir karbon polimorfudur (Haggerty, 1999).

Kimberlitik magmaların kökeni yukarıda açıklanan alkali kayalardan çok farklı değildir. Olası bir senaryo, ilave flogopit veya K-amfibol (riçterit) ve ayrıca bir karbonat fazı içeren bir granat-peridotit kaynak kayasının yüksek basınçlı kısmî ergimesidir (Hall, 1996). Genel olarak alkalen magmalarda olduğu gibi kimberlitte (K, Rb, H_2O ve CO_2 gibi) uyumsuz bileşenlerin zenginleştirilmesi, yüksek oranda zenginleştirilmiş veya verimli magmalar üreten derin bir ortam olması şartıyla, yine mantonun metasomatizmasının önemli bir rol oynadığını düşündürmektedir. Bu hususlar aşağıda alt bölüm 1.3'te ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

1.3 Bazı Magmaların Diğerlerinden Daha Üretken Olması - Kalıtsal Faktör

Jeokimyasal kalıtım magmatik kayalarda cevher oluşturma süreçlerinin doğasını anlamada önemli bir faktördür. Magmalar



Şekil 1.6 Alkalen magmalarda (ve Cu ve P için kimberlitteki) bazı metallerin ortalama bazaltla karşılaştırılan göreceli bollukları (Kaynak: Çizelge 1.2 verileri).

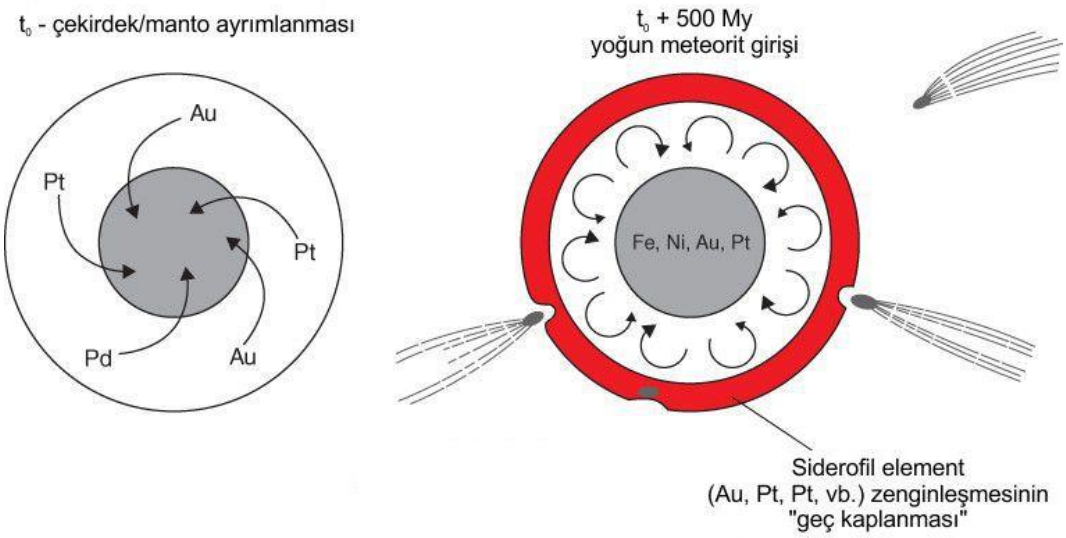
cevher oluşturan iz elementler içerebilirler. Çünkü, türedikleri kaynak malzeme bu bileşenlerce zengindir. Uyumsuz iz elementlerin kalıntı magmada veya uyumlu iz iz elementlerin kristallenme fazlarında daha fazla zenginleşmesi, magmanın soğuması ve katılaşması sırasında gerçekleşmektedir. Bu süreçler aşağıda alt bölüm 1.4'te ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Jeokimyasal kalıtım konusuyla ilgili bir soru, neden yerkabuğunun belirli kısımlarının diğerlerinden çok daha zengin maden yatakları içerdiğidir. Güney Afrika'da Witwatersrand Havzası'nda altın ve Bushveld Kompleksi'ndeki platin yatakları gibi olağanüstü zenginleşmeleri belki de bu bölgeye özgü bu metallerin (mantoyla ilişkili?) bir çeşit zenginleşmesine işaret etmektedir. Sudbury'nin Ni açısından bu kadar zengin olmasının ve And Dağları'nda büyük Cu yataklarının bulunmasının sebebi nedir? Güneydoğu Asya'daki Mesozoyik yaşlı 2000 km'den daha fazla uzanan bir granit kuşağında iyi gelişmiş Sn ve W cevherleşmesi nasıl açıklanacaktır? Bu sorular metallerin litosferde heterojen bir şekilde dağıldığını, dolayısıyla dünyanın farklı yerlerinde gelişen benzer süreçler sonucu farklı metal zenginleşmeleri oluşabileceğini göstermektedir. Bununla birlikte, bu farklılığın nedenleri ile ilgili belirsizlikler halen devam etmektedir.

1.3.1 Siderofil Metal Zenginleşmeleri İçin "Geç Kaplanma" Hipotezi – Au ve Pt'in Kökeni Uzay Olabilir mi?

Yerküre evriminin çok erken aşamalarına dair yaygın teoriye göre başlangıçta homojen, ergimiş bir gezegen olan Yerküre esasen Fe ve FeO ile birlikte daha az Ni içeren bir metalik çekirdeğe ve silikat bileşimli bir mantoya ayrılmıştır. Bu ayrım gerçekleşirken siderofil metaller (yani Fe ile güçlü bir afiniteye sahip olan Au ve platin grubu elementleri-PGE gibi) yoğun bir şekilde çekirdeğe bölümlenmiştir. Holzheid vd. (2000) tarafından yapılan deneyler mantodaki Au, Pt ve Pd gibi elementlerin ortalama zenginleşmelerinin, ortalama kondritik bollukların en az on binde biri kadar olması gerektiğini belirtmektedir. Bu tür derişimler aslında o kadar düşüktür ki, böyle bir durumda mantodan türeyen kayalarda (yani yerkabuğunda) cevher zenginleşme olasılığı neredeyse sıfırdır. Gerçekte mantodaki değerli metallerin derişimi (tüketilmiş olmasına rağmen) ortalama kondritik bolluklardan sadece yaklaşık 150 kat düşüktür. Bu tüketilme, jeolojik zaman boyunca bu metalleri mantodan alan çok sayıda maden yatağının oluşumu ile açıklanabilir. Diğer bir açıklama ise, siderofil metallerin metal çekirdek ile silikat manto arasında bölümlenme verimliliğinin artan basınç (derinlik) ile azalmasıdır. Buna göre, mantonun neden teorinin öngördüğü kadar fakir olmadığı açıklanabilir. İkinci açıklama muhtemelen nikel için geçerli olsa da, son deneyler bunun değerli metaller için geçerli olmadığını ve mantodaki Au ve Pt gibi siderofil karakterli metallerin beklenenden daha yüksek zenginleşmeleri için bazı başka açıklamaların aranmasını gerektirmektedir.

Mantonun neden siderofil metaller açısından nispeten zengin olabileceğine dair bir ipucu, bolluk oranlarının (yani Au/Pt veya Pt/Pd gibi bir elementin diğerine göre bolluğu) genellikle (Dünya'ya düşen göktaşlarının analizlerinden belirlendiği gibi) kondritik bolluk oranlarına benzer olması gerçeğine dayanmaktadır. Bunu açıklamanın bir yolu, mantodaki değerli metallerin önemli bir kısmının, Yerküre'nin evriminin erken aşamalarında, ancak çekirdek ve manto ayrımlanmasından sonra proto-kabuğa çarpan göktaşlarından türetilmesidir (Şekil 1.7). "Geç kaplanma" hipotezi olarak bilinen bu fikir (Kimura vd., 1974) bugün yeryüzünden çıkarılan Au ve Pt maden yataklarının büyük bir kısmının, belki de tamamının, dünya dışı bir kökene sahip olduğunu ve gezegenin bu metaller açısından kendi varlığının yoğun bir şekilde çekirdekte bulunduğunu öne sürer. Hem dünyaya göktaşı girişi hem de bu malzemelerin tüm mantodaki dağılımı muhtemelen düzensiz olduğundan, bu hipotez aynı zamanda değerli metallerin yeryüzündeki heterojen dağılımıyla da tutarlıdır.



Şekil 1.7 Litosferin siderofil değerli metal zenginleşmesi için "geç kaplanma" hipotezinin şematik gösterimi. Yerküre'nin ilk ayrımlanması (t_o) sırasında siderofil metaller geniş ölçüde Fe-Ni çekirdeğe dahil olmuştur. Yaklaşık 500 My sonra da (t_o+500 My) Yerküre'nin yoğun göktaşı bombardımanı litosferin siderofil metal bütçesine katkıda bulunmuştur.

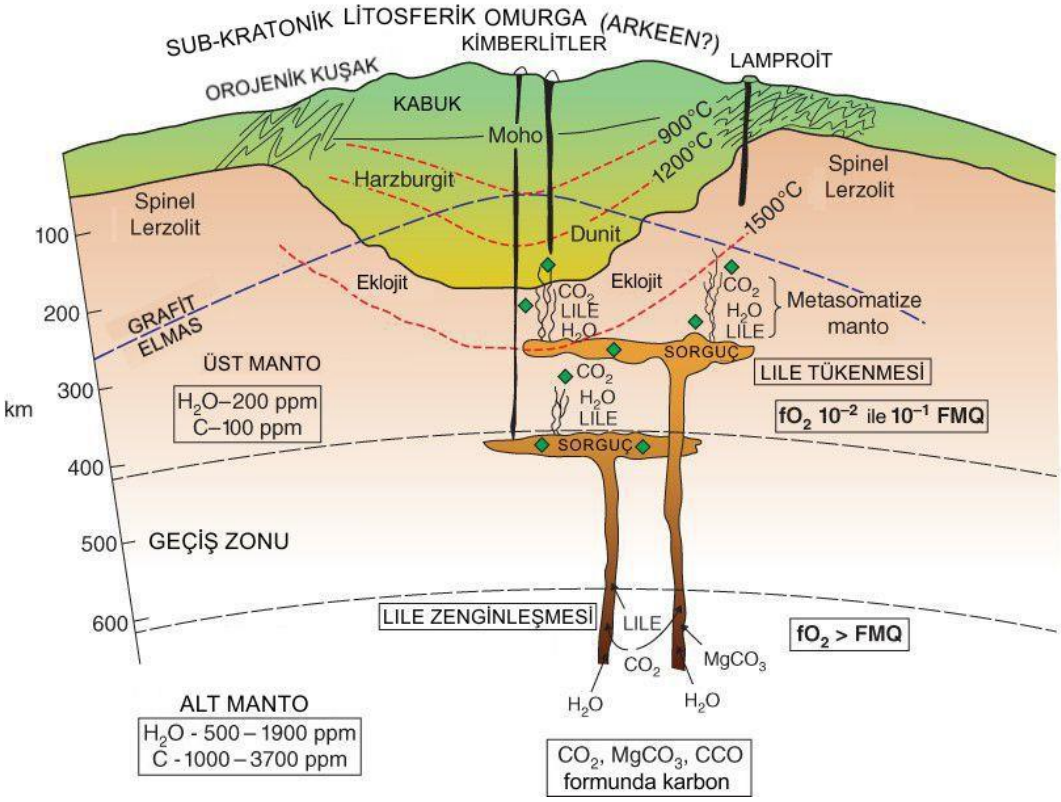
Bir dipnot olarak, göktaşları tarafından Dünya'ya getirilen tek değerli maddenin değerli metaller olmayabileceğini belirtmek gerekir. Sadece Brezilya'nın Bahia Eyaleti ve Orta Afrika Cumhuriyeti'ndeki 1500 My yaşlı metasedimentlerinde bulunan esrarengiz "karbonado" elmasları karasal kökenli tüm elmaslardan farklı mineralojik ve izotopik özelliklere sahiptir. Haggerty (1999) karbonado elmaslarının Brezilya ve Afrika'nın ilgili bölgelerinin tek bir kıta halinde bulunduğu bir zamanda Dünya'nın kabuğunu etkileyen parçalanmış karbon tipi bir asteroidin düşmesinden türetildiğini öne sürmüştür. Her ne kadar tartışmalı olsa da, yeryüzünün belli bileşenlerinin (su ve hatta yaşam gibi) dünya dışı bir kökene sahip olduğu fikrinin gelecekte de ilgi çekmeye devam etmesi muhtemeldir.

1.3.2 Elmaslar ve Anlattıkları Hikâye

Yerküre'nin yaklaşık 35 ila 2900 km derinlikleri arasındaki manto jeolojik zaman içinde doğrudan veya döngü yoluyla kabuk oluşumuna katkıda bulunan malzemenin nihai kaynağıdır. Manto esasen erişilemez olmasına rağmen, jeologlar ve jeofizikçiler tarafından çok sayıda çalışmanın konusu olmuştur. Öyle ki, yapısı ve bileşimi artık oldukça iyi bilinmektedir. Mantoyu incelemenin bir nedeni de elmasın kökenini anlamaktır. Bu olağanüstü mineral onu yüzeye çıkaran magmalarla birlikte Yerküre'nin derinlikleri hakkında pek çok bilgi sağlamıştır. Bunların çoğu da, diğer magmatik maden yataklarındaki metallerin kaynağıyla da ilişkili olan mantonun özelliklerini anlamakla yakından ilgilidir.

Elmasların çoğu kimberlitik magmalar (bkz. Alt Bölüm 1.2) veya kimberlit benzeri bir bileşime sahip olan lamproitler tarafından Dünya yüzeyine getirilir. Çoğu kimberlit ve lamproitler verimsiz olup, elmas içeren magmalar tipik olarak 2,5 milyar yıldan yaşlı, ancak bazen 1,5 milyar yıl kadar yaşlı olan eski, duraylı kıtasal kabuğa sokulurlar. Elmasları yüzeye taşıyan kimberlit magmaları tipik olarak sokuldukları kayalardan çok daha genç olup, Mesozoyik ve Senozoyik zamanlarında belli dönemlerde oluşmuşlardır. Ayrıca

Devoniyen'de, 500 My öncesinde ve yine 1000 My öncesinde olmak üzere daha yaşlı intrüzif dönemler de tespit edilmiştir (Haggerty, 1999). Güney Afrika'daki Witwatersrand konglomeralarının yeşil kırıntılı elmaslar içerdiği bilindiğinden, elmaslı kimberlitler Arkeen'de en azından Güney Afrika'daki Kaapvaal Craton'da yerleşmiş olmalıdırlar. Hikâyeyi daha da karmaşıklaştıran, elmasların kimberlitik konak kayalardan çok daha yaşlı olması ve yaşlarının da 1500 ila 3000 My arasında değişmesidir. Bu da elmasların yeryüzüne ulaşmadan önce mantoda uzun bir süre kaldıklarını gösterir. Bu nedenle, elmaslar kimberlitten kristallenmemiş; magma içinde ksenokristaller halinde yeryüzüne getirilmiştir (Richardson vd., 1984; Eldridge vd., 1995). Elmas ksenokristalleri kimberlitik hamur içinde yalıtılmış bireysel kristaller olarak veya peridotitin (daha yaygın olan P tipi elmaslar) ya da eklojitin (E tipi elmaslar) ayrı ksenolitleri içinde mineraller olarak meydana gelir. Bu manto ksenolitlerindeki mineral topluluklarını karakterize eden yüksek basınç faz ilişkileri elmasların en az 200 km kalınlıkta olan, duraylı Arkeen ve Proterozoyik kalkan alanlarının altına uzanan, kalınlaşmış alt kratonik litosfer zonlarından türediğini göstermektedir (Şekil 1.8). Bu litosferik bölgeler yaşlı, tükenmiş peridotit (yani içinden manto ergiyiklerinin hâlihazırda çıkıp uzaklaştığı peridotit) içerirler ve ilkseldirler. Bunun yanı sıra, daha genç eklojit de içerirler. Bu eklojitler de genellikle kısmi ergime farklılaşması göstermez. Bu nedenle, kabuk oluşturan elementler açısından daha üretkendirler (Haggerty, 1999).



Şekil 1.8 Elmasın oluşumu ve manto sorgucuyla ilişkili magmaları ve bunlarla ilişkili sulu karbonik akışkanlar tarafından zenginleşmeyle ilgili özellikleri gösteren şematik diyagram. LILE: büyük iyon litofil elementleri, FMQ: fayalit-manyetit-kuvars oksijen tamponu (Haggerty, 1999).

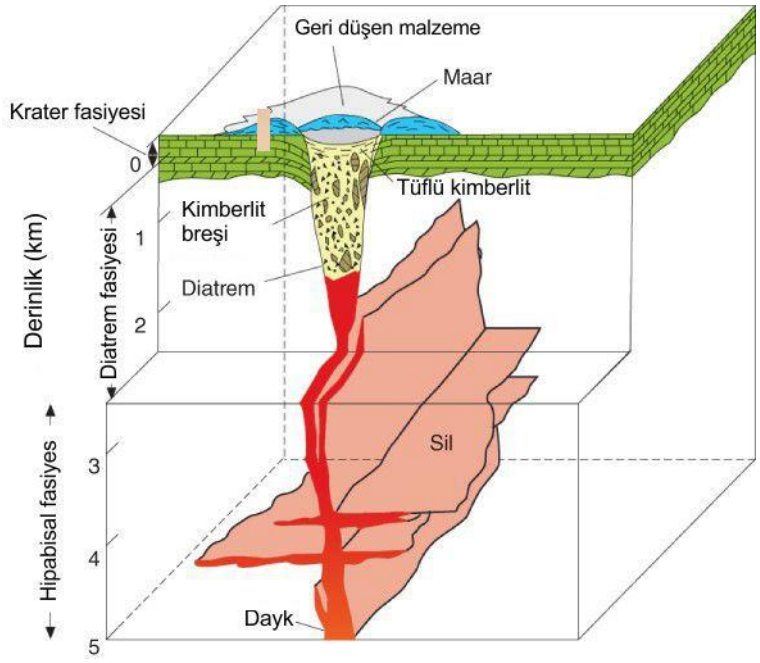
Elmasların oluşumu hakkında bugün yaygın olan görüş, bunların yaklaşık 400-600 km derinlikte alt ve üst manto arasındaki Geçiş Zonu olarak bilinen katmanda, mantonun derinliklerinden üretildiği şeklindedir. Üst mantonun karbon açısından nispeten yoksun olması (alt mantodaki 1000-3700 ppm ile karşılaştırıldığında 100 ppm; Wood vd., 1996), elması oluşturan ilkel karbon için verimli bir kaynak olmadığını gösterir. Daha verimli alt mantonun karbon kaynağı olma olasılığı daha yüksektir. Birçok elmasta çok yüksek basınçlı minerallerin küçük kapanımlar şeklinde bulunması bu görüşü destekler. Bununla birlikte, üst manto alt mantoya göre daha indirgen bir yapıya sahiptir. Alt manto üst mantodan daha yüksek karbon içeriğine sahip olmasının yan ısıra önemli ölçüde daha fazla (sadece 200 ppm'ye kıyasla 500-1900 ppm) su içerir. Bu nedenle, üst mantonun elması koruma olasılığı daha yüksektir. Çünkü mineralin uzun vadeli stabilitesi indirgeyici bir ortamın varlığına bağlıdır. Nispeten oksitlenmiş, sıvı bakımından zengin alt mantodaki karbon, daha yüksek basınçlara rağmen, elmas olarak değil, CO_2, CO veya $MgCO_3$ olarak ortaya çıkacaktır (Wood vd., 1996). Bu nedenle, elmas oluşumu modeli (Şekil 1.8) sorguçların alt mantodan ergiyik ve uçucu maddeler aktardığını veya Geçiş Bölgesi tarafından temsil edilen indirgenmiş ortamda ya da kalın, kratonik litosfer altına uzanan dilimlerde elması daha yüksek seviyelerde çökelttiğini göstermektedir. Bu nedenle, daha yaygın olan P tipi elmaslar, yükselen sorguçlarda çözünen nispeten oksitlenmiş karbonik akışkanlar daha yüksek seviyelerde indirgenmiş manto ile etkileşime girdiğinde ve elementer karbonu çökelttiğinde oluşurlar. Bu kütle transfer süreci metasomatizma olarak adlandırılır ve akışkanların ve uçucuların mantonun derinliklerinden daha yüksek seviyelere hareketini içerir. Bu sürecin manto zenginleşmesi ve jeokimyasal kalıtım kavramlarıyla yakından ilişkili olduğu düşünülmektedir. Buna karşılık, daha nadir E tipi elmasların litosfer omurgasına girmiş veya altında birikmiş bir magmadan doğrudan kristallendiği düşünülmektedir (Haggerty, 1999).

Elması yeryüzüne taşıyan kimberlitik magmanın oluşumu da sorguç aktivitesi ve uçucu bileşenlerin verimli bir alt mantodan tüketilmiş üst mantoya metasomatik transferi şeklinde açıklanmıştır. Bu sürecin kanıtı, yukarıda bahsedilen kimberlit intrüzyonunun önemli bölümlerinin çoğunun, Yerküre'nin manyetik alanında jeolojik olarak uzun süreli tek yönlü polarite olarak tanımlanan "süper senkronize" olaylarla ilişkili olduğuna dair gözlemlerdir. Süper senkronizasyonlar, akışkan çekirdek konveksiyon hızının artmasıyla çekirdek-manto sınırının bozulması nedeniyle oluşur; bu da jeomanyetik alan şiddetinin azalmasına neden olan fakat sorguç aktivitesini ve manto metasomatizmasını destekler. Elmas içeren kimberlit intrüzyonları zamanla kıtaların parçalanması ve taşkın bazaltik magmatizması gibi önemli jeolojik olaylarla da ilişkilendirilmiştir (Haggerty, 1999). England ve Houseman (1984) artan kimberlit intrüzyonunun, kesintisiz manto konveksiyonunun litosferde kısmî ergime ve uçucu üretime yol açtığı düşük levha hızı dönemleriyle ve buna bağlı olarak sorguçla ilişkili magmatizmanın gelişmesiyle ilişkili olabileceğini öne sürmüşlerdir. Buna eşlik eden epirojenik yükselim kimberlit magmanın hızla yukarı doğru sokulmasını ve çoğu durumda yeryüzünü şiddetli bir şekilde yırtmasını sağlayan kırıklar meydana getirmiştir. Bu açıklama Afrika'nın Mesozoyik zamanında pek çok intrüzyonun yerleştiği kratonik bölgelerinde olduğu gibi kimberlitlerin jeodinamiği ile tutarlıdır (bkz. Bölüm 6). Kimberlit oluşumu ve yüzeye nüfuz etmesinin nispeten nadiren gerçeklemesi de bu model ile tutarlıdır. Çünkü, magma oluşumu tesadüfen bir dizi optimum koşulun geçerli olmasını gerektirir.

Kutu 1.1 Elmaslı Kimberlitler ve Lamproitler: Orapa Elmas Madeni (Botsvana) ve Argyle Elmas Madeni (Batı Avustralya)

Dünya genelindeki elmas madenciliği 2001 yılında 7 milyar ABD doları değerindeydi. Bunun önemli bir kısmı birincil kimberlitik ve lamproitik yatakların işletilmesinden elde edilmiştir. En büyük tek yatak, Argyle'de (Batı Avustralya) konak kayası lamproit olan ve yılda yaklaşık 26 milyon karat üreten yataktır. Ancak, burada üretilen elmasın çoğu düşük değerlidir. Bunun aksine, Orapa ve Jwaneng yataklarından (Botsvana) yılda karat olarak üretilen elmas Argyle'dekinin yarısından az olmakla birlikte taşları çok daha değerlidir. Orapa ve Jwaneng dünyanın en zengin elmas yatakları arasındadır.

Kimberlitler birincil elmasın en önemli kaynağı olup (bkz. Alt bölüm 1.3.2), yeryüzünde 5000'den fazla kimberlit oluşumu vardır (Nixon, 1995). Bunun aksine, bilinen lamproit oluşumu sayısı sadece 24'tür. Gerek kimberlitler ve gerekse lamproitler yüksek basınçlı, uçucularca zengin magmanın ürünü olan "diatrem-maar" volkanları şeklinde yerkabuğuna yerleşirler. Kimberlitik veya lamproitik magma yapısal zayıflık bölgeleri boyunca kabukta yüzeyin 2-3 km yakınına enjekte edilir. Bu noktada uçucular (H_2O ve CO_2) ya magmanın kendisinden ayrılır (bkz. Bölüm 2) ya da magma yeraltı suyu ile etkileşime girerek magmanın şiddetli freato-magmatik püskürmesine, yerli kayanın örselenmesine ve piroklastik püskürmelere neden olur (Gernon vd., 2009). Hem kimberlitlerin hem de lamproitlerin doğasına ve geometrisine uygulanabilir bir diatrem-maar sisteminin anatomisi şekil 1.1.1'de verilmiştir.



Şekil 1.1.1 Kabuk zayıflıkları boyunca magma yerleşiminin hipabisal fasiyesinin doğasını gösteren, diatrem-maar tipi bir volkanın idealize edilmiş geometrisi. Dünyadaki kimberlitler kütlelerin korunma derecesine (veya erozyon derinliğine) bağlı olarak hipabisal, diatrem veya krater fasiyesi olarak değerlendirilirler (Smith vd., 1979'dan).

Kimberlitler CO_2 bakımından lamproitlere göre daha zengindirler. CO_2'in kendisi silikat ergiyiklerinde sudan daha düşük çözünürlüğe sahip olduğundan, kimberlit

Kutu 1.1 (Devam)

magmaları genellikle lamproitlerden daha düşük derinliklerde uçucu bir CO_2 fraksiyonu açığa çıkarırlar (Nixon, 1995). Lamproit bacalaşması çoğu zaman, varlığı ve derinliği kraterin geometrisini belirleyen, yeraltı suyu ile magma etkileşiminin bir fonksiyonudur. Bu faktörler birçok lamproit için daha geniş olan kadeh şekline kıyasla, kimberlitlerin havuç benzeri şeklini açıklamaktadır.

Herhangi bir kimberlitteki elmasların dağılımı oldukça düzensiz olabilir. Kalite ile derinlik arasındaki ilişki çok azdır veya hiç yoktur (Nixon, 1995). Güney Afrika'daki Marsfontein madeni gibi bazı hipabisal dayklar çıkarılan her 100 ton cevher için ortalama 200-300 karat tenör ile elmas bakımından çok zengindir. Diatrem fasiyesi kimberlitleri genellikle bazıları verimsiz ve diğerleri ekonomik anlamda elverişli olan çoklu magma enjeksiyonları ile karakterize edilirler. Krater fasiyesindeki kimberlitik piroklastik çökeller muhtemelen elmas da dâhil olmak üzere ağır minerallerin rüzgar (patlama sırasında) veya su (krater gölünde) ile zenginleştirilmesinden dolayı bunlarla ilişkili diatrem kayalarından daha zengindir.



(a)



(b)

Şekil 1.1.2 (a) Orapa elmas madeninin görünümü (Botsvana). Burada ince bir Karoo örtüsü üzerine kimberlitik maar-diatremin piroklastik kayaları gelmektedir. Kutu, (b)'deki yakın planın konumunu gösterir. (b) Çukurun güneydoğu yüzünün daha yakından görünümü. Altta aglomeratik breş ile üzerini örten lapilli tüfü arasındaki ilişki (Fotoğraflar Thomas Gernon'a aittir).

Kutu 1.1 (Devam)

Argyle

Argyle elmas madeni Batı Avustralya'nın Kimberley bölgesinde daha yaşlı Proterozoik çökellere sokulmuş, 1200 My yaşlı bir lamproit diatreminde oluşmuştur (Boxer vd., 1989). Genişliği 100 ila 500 m arasında değişen ve 2 km uzunluğunda bir gövde oluşturan bu yatak bir fay hattı boyunca birleşmiş en az iki baca tarafından oluşturulmuştur. Elmas tenörün ton başına 5 karattan fazla olduğu güney kesimde çıkarılmaktadır. Kütlenin çoğu piroklastik veya tüflü malzemeden, marjinal breş ve ara sıra da lamproit dayklarından oluşur. Diatrem, lamproit magmanın büyük ölçüde pekleşmemiş çökellerde yeraltı suyuyla karşılaştığı durumda oluşmuş; bu da yüzeyde çoklu freato-magmatik patlamalara ve lamproitin bacalaşmasına neden olmuştur.

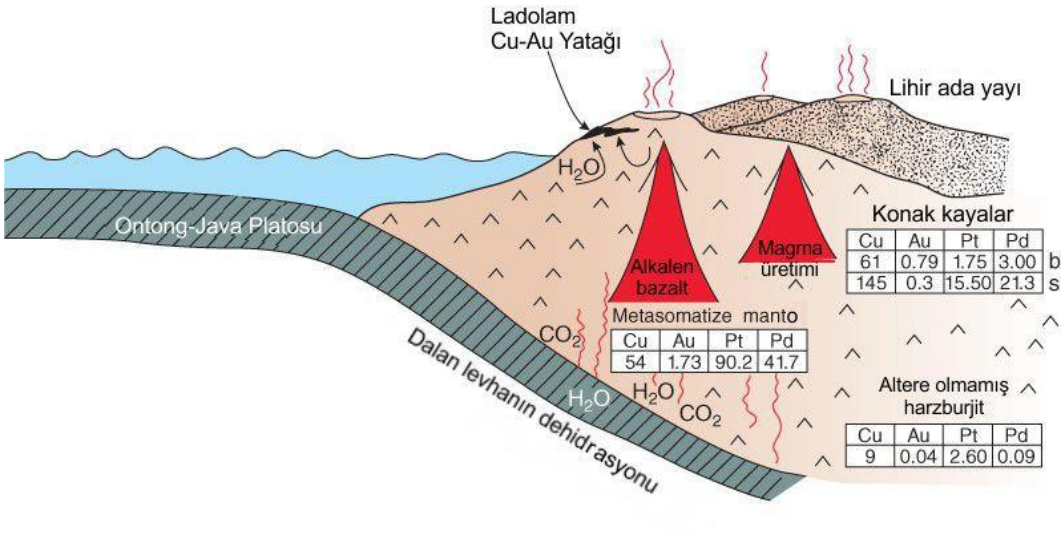
Orapa

Orapa elmas madeni Botsvana'nın kuzeyinde orta Kretase yaşlı kimberlitte bulunur ve bu kesimde krater fasiyesi mükemmel şekilde korunmuştur (Şekil 1.1.2). Kimberlit yaklaşık 200 m derinlikte tek bir maar halinde birleşen iki evrede yerleşmiştir. Tüfitik kimberlit breşi içeren diatremler aşamalı olarak hem epiklastik hem de piroklastik kimberlit döküntülerinden oluşan krater fasiyesine geçiş yapar (Gernon vd., 2009). Bütün bu aşamalarda elmas mevcuttur. Orapa'da ilk önce kuzeydeki diatremin yerleştiği, ardından kalıntı uçucu birikimi ve patlamalı volkanik aktivite geliştiği düşünülmektedir. Bunu kısa bir süre sonra benzer olaylar dizisi izleyerek güneydeki diatrem oluşmuş ve daha sonra krater fasiyeleri tek bir maar halinde birleşmiştir (Field vd., 1997).

1.3.3 Metasomatize Mantodaki Metal Zenginleşmeleri ve Bunların Kabuğa Transferi

Manto metasomatizması ile elmas oluşumu arasında bir ilişki olduğu uzun zamandır bilinse de, manto zenginleşmesi ile baz ve değerli metallerin derişimi arasındaki bağlantı daha yakın bir zamanda anlaşılmıştır. Papua Yeni Gine yakınlarında Lihir Adası'nda Ladolam madeninden çıkarılan epitermal Cu-Au cevherlerinin Re-Os izotop oranları ve alttaki manto kamasından gelen volkanik aktivite ile okyanus yüzeyine taşınan peridotit ksenolitleri birlikte değerlendirildiğinde, cevher bileşenlerinin mantodan türediğini göstermektedir. Bunda olağan dışı bir durum olmasa da, peridotit daha yakından incelendiğinde bir kısmının olivin, piroksen, flogopit, manyetit ve Fe-Ni sülfitleri içeren yüksek sıcaklıkta bir hidrotermal mineral topluluğu oluşturan geniş ölçüde metasomatize olduğunu ortaya koymaktadır (McInnes vd., 1999). Metasomatizma, okyanus levhasının yitim zonu boyunca aşağı doğru hareket ederken, dehidrasyonunun sonucu açığa çıkan akışkanın yukarı doğru göç ederek üsteki manto kamasına girişinin bir sonucu olarak gelişmiştir. Metasomatize olmuş peridotit, altere olmamış mantoya göre iki kadar zenginleştirilmiş değerli ve baz metal zenginleşmeleri içerir (Şekil 1.9).

Lihir Adası'nın bir parçası olduğu gibi, okyanusal kabuğun bir ada yayının altına dalması, yayı ve sonuçta Ladolam Cu-Au yatağı için konak kayaları oluşturan alkali bazalt oluşumuyla sonuçlanmıştır. Yatağın kendisi kabukta yüksek bir seviyede bulunur. Metal yüklü hidrotermal akışkanların sirkülasyonu ile oluşur. Bu akışkanların yakındaki konak kayadan (yani alkali bazaltlardan) taşıdıkları cevher bileşenlerini çözme kısmı hariç, bu sürecin mevcut açıklamalarla bir ilgisi yoktur.



Şekil 1.9 Yitimle ilişkili manto metasomatizması ve metal zenginleştirme kavramı ile metasomatize mantonun ergimesinden türeyen magmalar tarafından geliştirilmiş metal bütçesini gösteren şematik diyagram. İlgili kaya türlerinin metal bollukları (ppm cinsinden) McInnes vd. (1999)'den alınmıştır. Yitimin magmatik ürünleri açısından metal bolluklarını gösteren iki analiz de bazalt (b) ve siyenit (s) içindir.

McInnes vd. (1999) tarafından yapılan çalışmanın ilginç bir özelliği, yataktaki bazaltik ve siyenitik yerli kayaların (bkz. Şekil 1.9'da b ve s) cevherleşmenin kendisinden çok uzakta analiz edilmesine rağmen baz ve değerli metal içerikleri açısından önemli zenginlikler sergilemesidir. Dolayısıyla, cevher metallerinin başlangıçta mantoda bulunduğu, ancak manto peridotitinde gözlenen yüksek sıcaklıklı metasomatik süreçlerle zenginleşmelerinin önemli ölçüde artırıldığı çıkarımı yapılabilir. Metasomatize olmuş peridotit sulu yapısı ve düşük solidus sıcaklığı nedeniyle yitim zonu üzerinde tercihen ergimesi nedeniyle, ortaya çıkan alkali bazalt magması metal bakımından önemli ölçüde zenginleşecek ve böylece cevher oluşumunun sonraki (hidrotermal) aşamalarında maden yatağı oluşturma şansı artacaktır. Ladolam çalışması üç önemli özelliği göstermektedir: Birincisi, metasomatizma ve akışkan hareketinin mantodaki uyumsuz elementleri yeniden dağılarak konsantre eden önemli süreçler olduğu; ikincisi, kısmî ergimenin maddenin mantodan kabuğa aktarıldığı en önemli süreç olduğu ve üçüncüsü de, bu kalıtımın, konak kayası magmatik olan maden yataklarının doğası ve oluşumu için kritik olduğu kadar ve ayrıca izleyen sıvı sirkülasyonunun elverişli hidrotermal birikintiler oluşturup oluşturmayacağı açısından da kritik olmasıdır.

1.3.4 Karbonatitik ve Peralkalen Magmalarda Metal Zenginleşmesi

Karbonatitler ve bunlarla ilişkili nefelinit ve kimberlit gibi magmatik kayalar magma oluşumu ve metal zenginleşmesinin ekzotik ve ilgi çekici örneklerini temsil ederler. Kökeni onlarca yıldır yoğun çalışma ve tartışmaya konusu olmuş olan bu kayalar halen araştırmacıları şaşırtmaya devam etmektedir. Karbonatitler kalsit veya dolomit gibi modal bollukta %50'den fazla karbonat mineralleri içeren magmatik kayalardır. Zamansal olarak kratonların kenarlarındaki orojenik olaylarla ilişkili görünmelerine ve daha aktif tektonik ortamlarda ve hatta okyanusal ortamlarda

giderek daha fazla keşfedilmelerine rağmen, bunlar genellikle olgun kıtasal kabuğa sokulurlar (Jones vd., 2013). P, F, Nb, Ti, Cu, Zr, Sr, Ba, U, Th ve NTE gibi çok çeşitli metallerin yüksek zenginleşmeleri için bilinen en iyi örnekler muhtemelen karbonatitlerdir. Karbonatitler ve kimberlitler arasında kökensel ilişki olduğuna dair çok sayıda bulgu mevcuttur. Kimberlitler elmas içeriklerine ek olarak metallerin anomali veren derecede zenginleşmeleriyle da bilinirler (Şekil 1.6, bkz. Alt Bölüm 1.3.2).

Karbonatit magmalarının nasıl oluştuğu ve geniş bir metal yelpazesinde neden bu kadar zenginleştiği sorusu hala tam olarak anlaşılamamıştır ve tartışmalıdır. Karbonatit magmalarının eski bir karbonat çökelinin ergimesinden türedikleri düşüncesi uzun zamandır kabul görmemekte olup, günümüzde, mantodan türediği konusunda fikir birliği bulunmaktadır (Harmer ve Gittins, 1998). Bununla birlikte, karbonatitler polijenetik olup aşağıdaki üç olası süreçten biri vasıtasıyla oluşabilir (Bell vd., 1999; Jones vd., 2013):

(i) Nefelinit veya melitit gibi karbonat içeren bir peralkalen ergiyiğinin fraksiyonlaşması

(ii) Peridotit gibi karbonat içeren bir ultramafik kayanın doğrudan kısmî ergimesi ve

(iii) CO_2'e doygun silikat ergiyiğinden bir karışmaz sıvı fraksiyonunun oluşumu.

Fraksiyonlaşma (katı fazların aşamalı kristallenmesi ve uyumsuz iz elementlerin kalıntı magmada birikmesi) alt bölüm 1.4.2'de daha ayrıntılı olarak açıklanan, yukarıda sıralanmış çeşitli metallerce zenginleşmiş karbonatit magmaları üretebilen bir süreçtir. Benzer şekilde, bir ultramafik kaynak kayanın düşük miktarlarda kısmî ergimesi de (Alt Bölüm 1.4.1) gerekli magma bileşimi ve metal zenginleşmeleri sağlayabilir. Karbonatitik ve silikat ergiyik fraksiyonları arasındaki karışmazlıkla ilgili deneysel çalışmalar (Martin vd., 2013), alkaliler, P, Mo, Cu ve V gibi bazı metallerin karbonatitik bir ergiyik fraksiyonuna zayıf ila orta düzeyde bölümlenme sergilediğini göstermektedir. Bununla birlikte, NTE, Fe, Co, Cu, Zn ve Th dâhil olmak üzere daha geniş bir metal yelpazesi sulu koşullar altında karbonatit ergiyiğine daha da güçlü bir şekilde bölümlenir. Açıkçası, karbonatitik magmalar geniş bir metal yelpazesi açısından özellikle iyi zenginleşmiştir. Bu metal zenginleşmeleri muhtemelen ergiyen kaynak kayaların verimliliğine (bkz. Alt bölüm 1.3.3) ve magmadaki sulu hidrotermal akışkan varlığına bağlı olan karmaşık ve çok yönlü bir süreçtir (Bölüm 2).

Dünyada yaklaşık 500 karbonatit intrüzyonu bilinmesine rağmen (Woolley ve Kjarsgaard, 2008), özellikle "kritik metallerin" kaynakları açısından metalojenik olarak önemlidirler (bkz. Kutu 1.2). Dünyadaki niyobyumun %90'ından fazlası Brezilya'da konak kayası karbonatit olan sadece iki madenden elde edilmektedir (Barreiro/Araxá ve Catalão madenleri) (Linnen vd., 2014). 1980'lerden beri küresel NTE arzının çoğu, Çin'deki Bayan Obo yataklarından elde edilmektedir (Kutu 1.2; Xu vd., 2008; Wall, 2014). Buradaki NTE'nin konak kayası karbonatit tarafından sokulmuş ve daha sonra muhtemelen Kuzey Çin kratonu ile Orta Asya Orojenik Kuşağı arasındaki batmadan türeyen sıvılarla metasomatize olmuş bir dolomittir (Ling vd., 2013). Konak kayası Güney Afrika'daki Phalaborwa karbonatiti olan maden yatağı birkaç on yıldır işletilmektedir. Bu yataktan önemli miktarda rafine Cu, fosfat (apatitten), manyetit ve vermikülite ek olarak Ni, Se, Te ve yan ürünler olarak değerli metaller çıkarılmaktadır (bkz. Kutu 1.2). Dünyanın farklı bölgelerindeki diğer birçok karbonatit yatağı, gelecekte çeşitli metaller için madencilik yapma potansiyeline sahiptir.

Kutu 1.2 Kritik Metallerin Kaynakları Karbonatitler ve Alkalen İntrüzyonlar

Kritik Metaller

Yirmi birinci yüzyıldaki teknolojik gelişmeler, işletme güçlükleri, nadir bulunurluk, sınırlı coğrafi dağılım ve politik/sosyo-ekonomik kısıtlamalar gibi nedenlerden dolayı genel arzı risk altında olan bir dizi metale önemli talepleri beraberinde getirmiştir. Genellikle "kritik metaller" olarak adlandırılan bu tür metaller arasında nadir toprak elementleri (NTE), niyobyum (Nb), tantal (Ta), tungsten (W), flor (F), germanyum (Ge), galyum (Ga), indiyum (In) ve platin grubu elementleri (PGE) bulunur. Karbonatitler ve alkalen sokulumlar çoğu zaman birçok kritik metalin önemli zenginleşmelerini içerirler ve stratejik olarak öneme sahip bu kaynakları hedefleyen arama girişimlerinin odak noktası olmuşlardır.

Dünyanın birçok yerinde karbonatitler ve daha az ölçüde alkalen intrüzyonlardan fosfat (PO_4), Nb, F ve NTE'ler üretilmektedir. Bunlara ek olarak bu kayalarda Cu, Fe, Ba, Sr, Zr, V, Ta, Th, U, Au, Ag ve PGE gibi birçok metal zenginleşmiş olarak bulunabilmekte ve bu madencilik faaliyetlerinin çoğunda yan ürün olarak üretilmektedir (Mariano, 1989). Konak kayası alkalen intrüzyonu ve karbonatit olan maden yataklarından en iyi bilinen örnekler Kaliforniya'daki Mountain Pass (NTE), Brezilya'daki Barreiro/Araxá (Nb, PO_4 ve NTE), Çin'deki Bayan Obo (NTE), Namibya'daki Okorusu (F), Rusya'daki Khibiny (PO_4) ve Lovozero (NTE, Ta, Nb) ve Güney Afrika'daki Phalaborwa Kompleksi'dir (PO_4, Cu ve vermikülit). Bu vakıa analizinin konusu dünyanın en büyük Nb üreticisi olan Brezilya'daki Barreiro karbonatiti ve dünyanın en büyük NTE üreticisi olan Çin'deki Bayan Obo yatağıdır. Vakıa analizinde ayrıca Güney Afrika'daki Phalaborwa karbonatitinden elde edilen izotopik verileri sunulmakta ve bu magmaların kaynağının verimli (veya metasomatize olmuş) manto olduğu öne sürülmektedir (bkz. Alt bölüm 1.3.3).

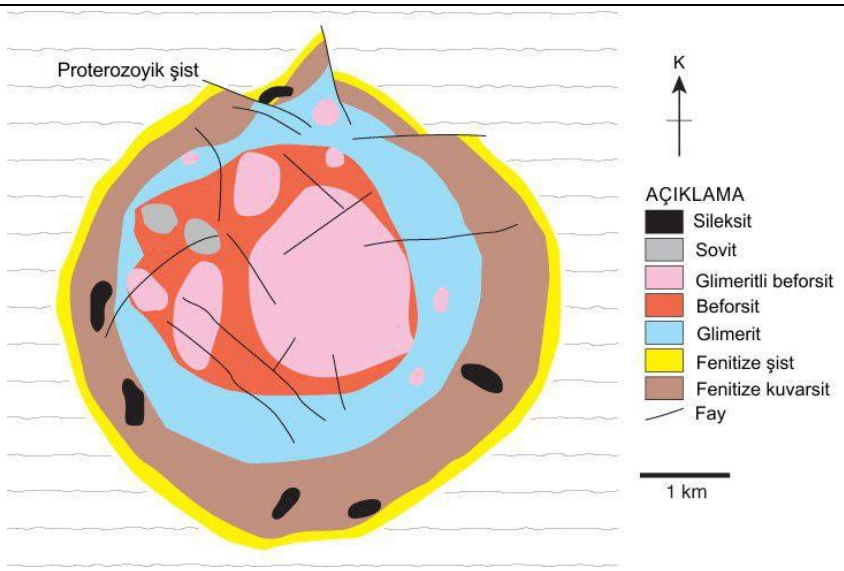
Barreiro (Araxá olarak da bilinir), Minas Gerais, Brezilya

Dünyanın en büyük Nb yatağına Araxá (Minas Gerais, Brezilya) yakınlarındaki Kretase yaşlı Barreiro karbonatit-alkalen magmatik kompleksi ev sahipliği yapmaktadır. Bu karbonatitler São Francisco kratonunun kenarlarında Mezo-Neoproterozoyik Brasilia kıvrım kuşağının metasedimentlerine sokulum yapmıştır. 4,5 km çapında dairesel intrüzyonun önemli bölümü başlıca beforsik bileşimli karbonatilerden oluşur (Şekil 1.2.1) (Issa Filho vd., 2014; Traversa vd., 2001).

Karbonatit ağırlıklı olarak dolomit ve daha az oranda kalsit ve siderit içerir. Bu kayalar karbonat minerallerine ek olarak manyetit, ilmenit, apatit, olivin ve flogopitten oluşan, alışılmadık bir kaya türü olan foskorit ile yakından ilişkilidir. Ana Nb cevher minerali olan piroklor, karbonatitin tamamında yaygın bir aksesuar faz olarak bulunurken, en yüksek zenginleşmeleri foskoritte gözlenmektedir. Karbonatitler ayrıca piroksenit ve peridotitin hâkim olduğu ultramafik plütonik kayalarla ve "glimerit" ile de ilişkilidirler. Glimerit flogopitin hâkim olduğu ultramafik kayaların bir alterasyon ürünüdür.

Barreiro karbonatiti yoğun bir şekilde bozuşmuş olup, 250 m kalınlığındaki lateritik örtü intrüzyonun yüzey kısmına karşılık gelir. Lateritik örtü başlıca kil mineralleri (kaolinit-gibsit) ile Fe oksihidroksitler (götit) içerir. Birincil, bozuşmamış cevherleşme

Kutu 1.2 (Devam)



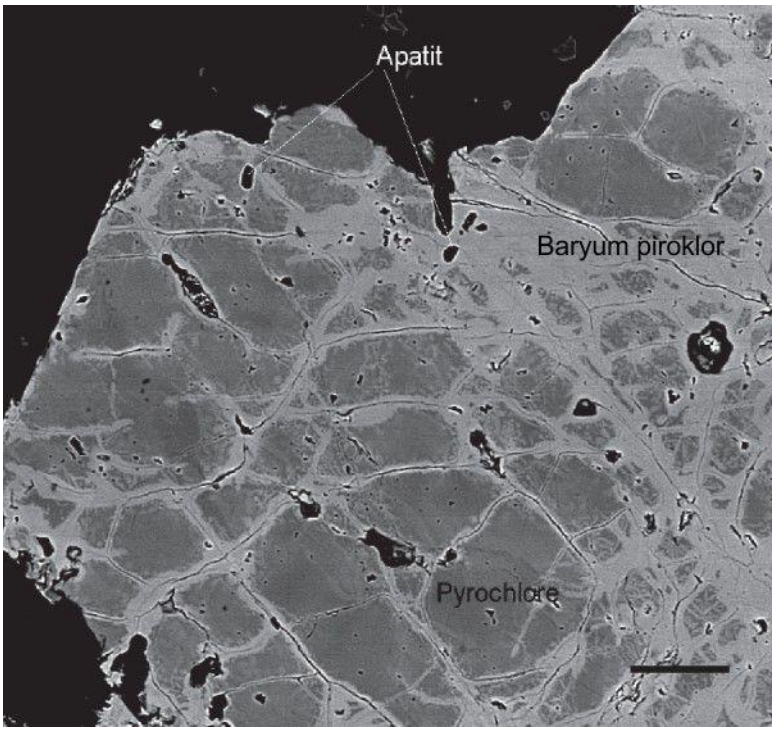
Şekil 1.2.1 Barreiro Kompleksi'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Traversa vd., 2001'den).

ortalama Nb_2O_5 tenörü %1,5 iken lateritik bölüm genellikle %2,5 Nb_2O_5 tenörü sunmaktadır. Piroklorun kendisi esasen bozuşmaya dirençlidir. Oysa konak kaya kimyasal olarak oldukça değişime uğramış ve altere olmuştur. Lateritleşme sırasındaki hacim azalması sonucunda kalıntı piroklor zenginleşmiş ve birincil cevher tenörü yükselmiştir. Büyük bir açık ocaktan sadece laterit çıkarılmaktadır. Bunun nedeni, sadece tenörünün yüksek olması değil; aynı zamanda malzemenin yumuşak olması ve delme ve patlatma yapılmadan çıkarılabilmesidir. Ancak, bozuşma sürecinin bir dezavantajı piroklorun, Ca ve Na'un meteorik kökenli akışkanlardaki Ba ile yer değiştirilmesiyle baryum açısından kısmen zenginleşmesi (Şekil 1.2.2) bozuşma sürecinin dezavantajıdır. Sadece lateritteki Nb'un %2,5 Nb_2O_5 tenöründe (önemli NTE ve PO_4 rezervleriyle birlikte) 450 Mt olduğu tahmin edilmektedir.

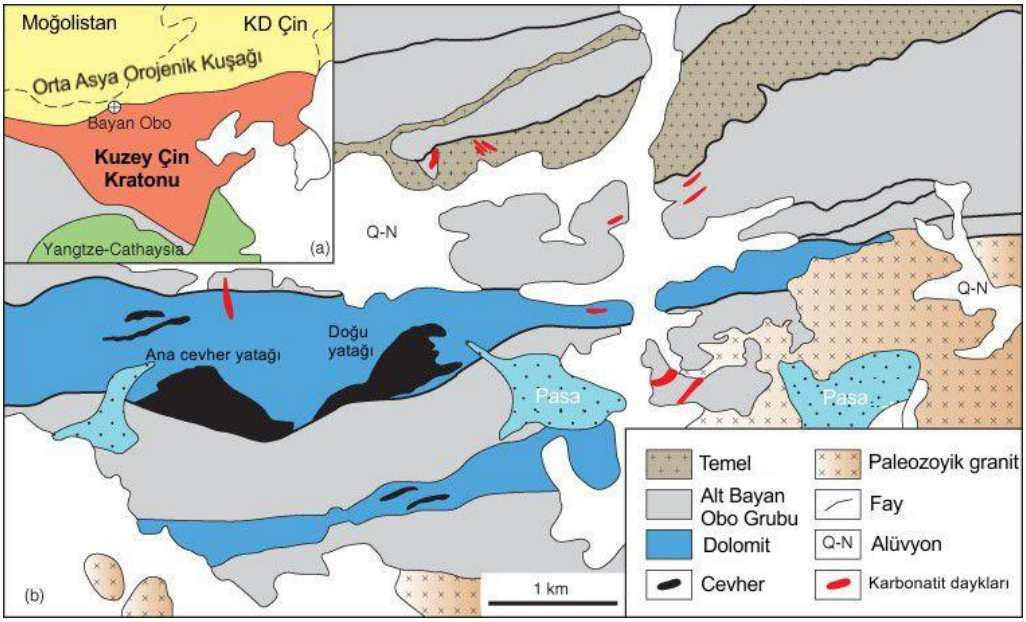
Bayan Obo, Çin

Bayan Obo NTE-Nb-Fe yatakları Kuzey Çin Kratonu'nun kuzey kenarında, kuzey-orta Çin'de yer alır. Bayan Obo bölgesinin jeolojisi karmaşık ve polijenetiktir (Smith ve Henderson 2000; Xu vd., 2008, 2010; Ling vd., 2013). Karbonatitik dayklar baskın olarak meta-arkoz/kumtaşı ve arduvazdan oluşan, ana cevher içeren seviye olan kalın ara katkılı bir dolomitik mermerden oluşan Mesoproterozoyik yaşlı metasedimenter istif (Bayan Obo Grubu) içine yerleşmiştir (Şekil 1.2.3). Metasedimentler 1,4-1,2 milyar yıl önce ve muhtemelen 450 My önce tekrar yerleşmiş gibi görünen çok sayıda karbonatitik dayk ile kesilmektedir. Sıvı kapanımı ve jeokronolojik çalışmalar Mesoproterozoyik'te ağırlıklı olarak kırıntılı bir sedimenter istifin daha yaşlı bir Arkeen gnays temel üzerine çökelmesiyle başlayan, ardından dönemsel karbonatit yerleşimi ve deformasyonu ile devam eden ve Permiyen'de alkali granit yerleşiminin neden olduğu daha fazla deformasyon olayı ile sona eren uzun süreli olaylar dizisine işaret etmektedir. NTE cevherleşmesinin epijenetik olduğu düşünülmektedir. Buradaki karbonatitlerin U-Pb

Kutu 1.2 (Devam)



Şekil 1.2.2 Barreiro'da lateritleşmiş cevherden alınan bir örnekte baryum açısından zengin bir piroklorla ornatılan piroklorun geriye saçılmış elektron mikroskobu görüntüsü.



Şekil 1.2.3 Bayan Obo bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Liang vd., 2013'den).

Kutu 1.2 (Devam)

monazit yaşları 330 ile 760 My arasında değişmektedir. Karbonatitlerin yaklaşık 1,3 milyar yıldan çok daha genç olması nedeniyle cevherleşme süreci Orta Asya Orojenik Kuşağı'nın oluşumu sırasında meydana gelen yitimden türeyen akışkanların neden olduğu metasomatizma ile ilişkilendirilmiştir (Ling vd., 2013).

Bayan Obo'daki cevherleşmenin büyük bir kısmı dolomitik mermer birimi içindeki ornatım kütlelerinde gözlenmektedir. NTE cevherleşmesi bastnesit ve monazit olarak gözlenirken, Nb esas olarak NTE-Nb oksit minerali olan aeskinit olarak ortaya çıkar. Tüm madencilik işletmesinin bir parçası olarak dolomitik mermerden manyetit ve hematit formunda önemli demir cevheri de çıkarılmaktadır. Florit, apatit ve ejirin cevher zonlarındaki başlıca gang mineralleridir. Cevherleşme parajenezi karmaşıktır. Göreli olarak altere olmamış dolomitteki çatlaklar ve tane sınırları boyunca oluşan monazitler 550 My yaşındadır (Wang vd., 1994). Ana NTE cevherleşmesi aşaması önceki olayları üzerler ve yaklaşık 430 My yaşındadır. Bu olay ayrıca manyetit ve hematit gelişimi ile de ilişkili olup, bunu deformasyon ve daha fazla akışkan hareketi, florit ve barit çökelmesi ve daha önce oluşmuş cevherlerin yeniden hareketlenmesi izler (Smith ve Henderson 2000).

Çin dünyadaki NTE arzının %97'sini karşılamaktadır. Bunun çoğu da Bayan Obo'dan çıkarılmaktadır (Wall, 2014). Bayan Obo'daki NTE yatakları için gerçek kaynak miktarı bilinmemekle birlikte ortalama % 6 NTE_2O_3 tenöründe 48 ila 100 Mt arasında olduğu tahmin edilmektedir (Drew vd., 1990; Xu vd., 2008). Ayrıca Bayan Obo'da ayrıca önemli Fe cevheri kaynağı (%35 Fe 1,5 milyar tona kadar) ve daha küçük bir Nb kaynağı (% 0,13 Nb 1 milyon ton) mevcuttur.

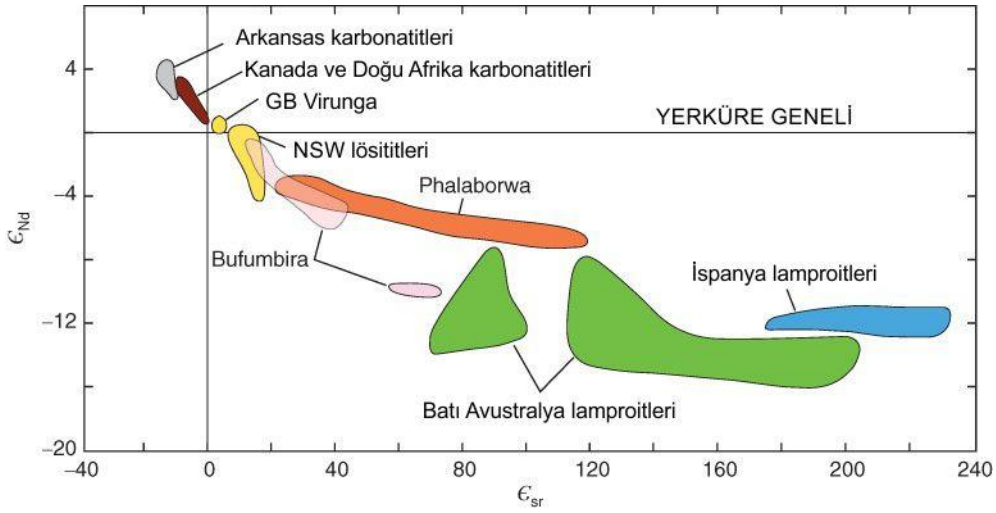
Alkalen ve Karbonatitik Magmalar Neden Çok Üretkendir?

Karbonatitik ve alkalen magmaların çeşitli şekillerde zenginleşmiş olması, ergiyerek bunları oluşturan mantodaki belirli bölgelerin verimli olmasıyla ilişkili olabilir (bkz. Alt Bölüm 1.3.3). Bu kavram Güney Afrika'nın kuzeydoğusundaki Phalaborwa karbonatiti örneği üzerinden incelenmiştir. Onlarca yıldır işletilen Phalaborwa'da Cu ve P ana metaller iken, Au-Ag-PGE-U-Th-Zr-Te-Se-Ni de önemli yan ürünlerdir.

Phalaborwa birkaç intrüzif içeren, 2047 My yaşlı eski bir alkalen-karbonatit kompleksidir (Eriksson, 1989). İlk magma enjeksiyonu klinopiroksen-apatit-flogopit içeren 6x3 km'lik büyük bir baca şeklinde kristallenmiş ve en az üç aşamada benzer modal mineralojiye sahip ultramafik pegmatitik sokulumu izlemiştir. Bunun ardından sırayla foskorit yerleşimi ve iki evreli karbonatit intrüzyonu gerçekleşmiştir. Gübre için fosfat kaynağı olan apatit, merkezî foskorit intrüzyonundan alınmakla birlikte, madencilik faaliyetinin çoğu kalkopirit ve bornit gibi büyük tonajlarda düşük tenörlü bakır cevheri içeren merkezî karbonatit intrüzyonları üzerinde yoğunlaşmıştır.

Konak kayaların Sr ve Nd izotopik bileşimlerinden Phalaborwa Kompleksi'nin türemiş olduğu manto kaynak kayalarının oldukça verimli doğasına dair ipucu elde edilmiştir. Eriksson (1989) kompleksin yüksek başlangıç $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704-0,714) ve düşük başlangıç $^{143}Nd/^{144}Nd$ oranlarında (0,5096–0,5098) olduğunu göstermiştir. Bu sonuç hem büyük iyon litofil elementlerce (K, Rb, Ba ve Sr vb.) hem de yüksek alan kuvveti elementlerce (yani NTE, Zr, Nb, U, Th, vb.) zenginleşen bir manto kaynağına işaret eder. Şekil 1.2.4'te εNd-εSr diyagramı Phalaborwa alkalen ve karbonatitik magmaların türedikleri kayaların zenginleşmiş karakterini doğrulamaktadır.

Kutu 1.2 (Devam)

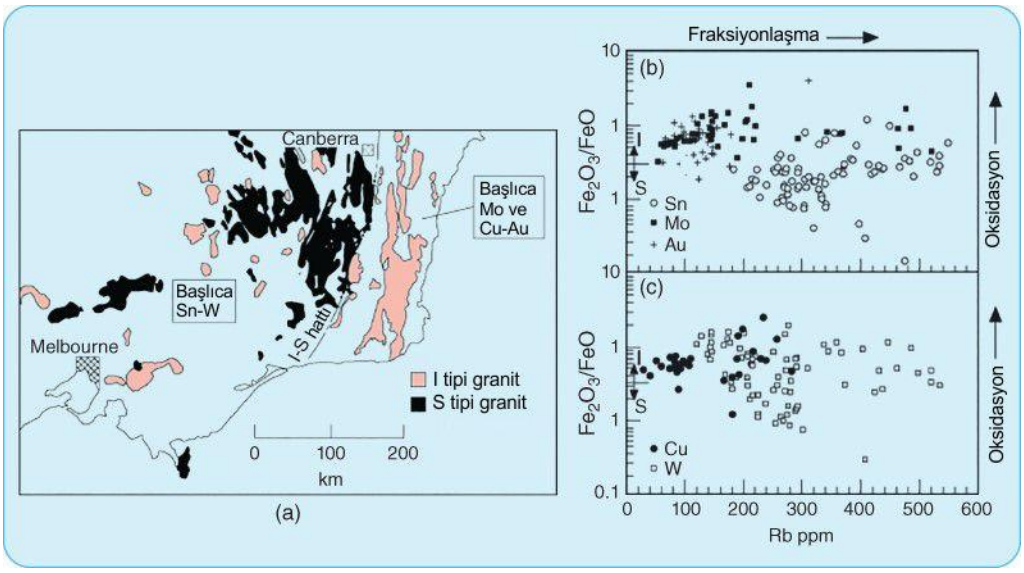


Şekil 1.2.4 Phalaborwa verilerinin diğer alkalen magmatik kayalara göre yerini gösteren εNd-εSr grafiği. Ɛ notasyonu kondritik rezervuara (veya tüm Yerküre'ye) göre normalize edilmiş, ölçülen $^{143}Nd/^{144}Nd$ veya $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranlarını ifade eder (Eriksson, 1989'dan).

Hem büyük iyon yarıçaplı hem de kalıcılığı yüksek elementler açısından zenginleşmiş ergimelere neden olabilen ve aynı zamanda alkalen-karbonatit bileşimli olan egzotik, H_2O-CO_2 açısından zengin magmalar sağlayan verimli manto bölgelerinin varlığı, metazom adı verilen metasomatize katmanlara atfedilir (Haggerty, 1989). Metasomlar uçucu maddeler (özellikle H_2O, CO_2 ve S bakımından) zengin olup içlerinde kayda değer miktarlarda büyük iyon yarıçaplı ve yüksek çekim alanlı elementlerin çözündüğü yukarı doğru hareket eden akışkanlardan oluşur. Alkali-karbonatitik ergiyikler incelmiş (riftli) veya marjinal kıtasal litosferin altında iyi gelişmiş olan en sığ metazomdan (50-60 km derinlik) türer. Bu durum genişlemeli tektonik ortamlarda bu kaya türlerinin tercihli oluşumunu açıklamaktadır (Haggerty, 1989). Bunun aksine, kimberlitler eski, duraylı kratonların altında bulunan daha indirgenmiş astenosferik gövdelerdeki daha derin metazomlardan türer (bkz. Şekil 1.8).

1.3.5 I Tipi ve S Tipi Granit Magmalar ve Metal İçerikleri

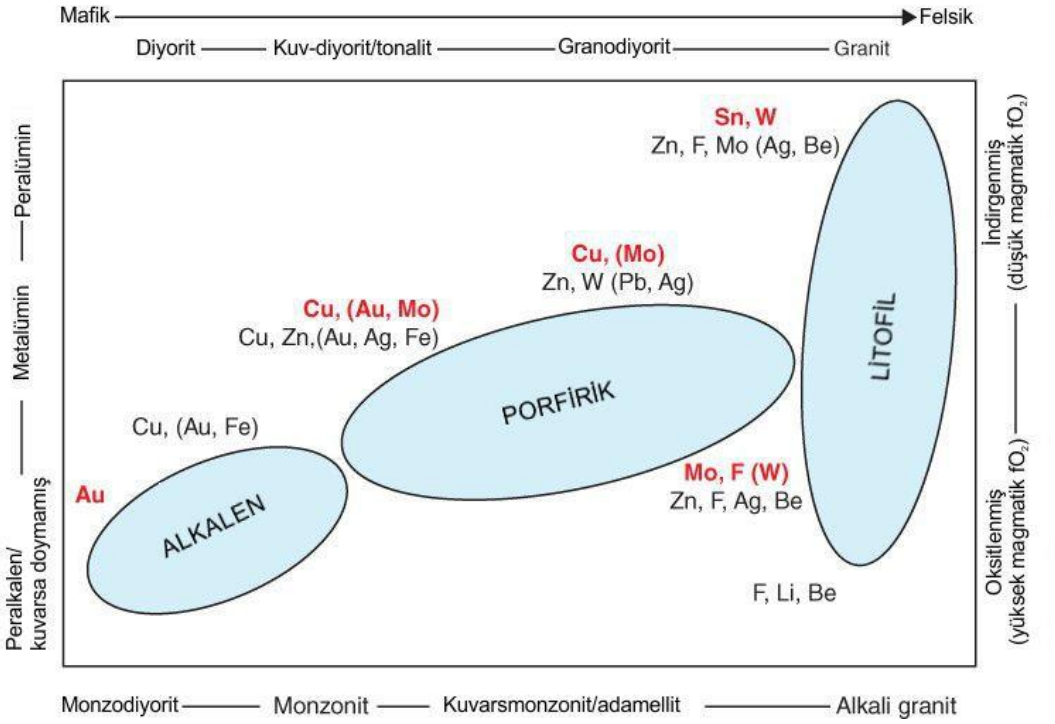
Farklı granit türlerinin ve özellikle felsik magmanın kökenlerinin farklı metal birlikteliklerine bağlanabileceği artık iyi bilinmektedir. Granitik kayalar için var olan birçok sınıflandırma şemasından biri ve maden yatakları ile ilgili çalışmalarla en ilgili olanı, Chappell ve White (1974) tarafından başlangıçta Güneydoğu Avustralya'daki Lachlan Kıvrım Kuşağı için tasarlanan I tipi ve S tipi şemadır (Şekil 1.10a). Bu şema en basit haliyle orojenik granitlerin ana magmalarının ağırlıklı olarak magmatik (I tipi) veya sedimenter (S tipi) kaynak kayaların kısmî ergimesinden türeyip türemediği temelinde alt bölümlere ayrılabileceğini öne sürer. Genel olarak I tipi granitler metaalüminalı olma eğiliminde, tonalitik (veya kuvars diyoritik) ve granodiyoritik bileşimlerle belirginleşirken, S tipi granitler peralüminalı olup adamellitik (veya kuvars monzonitik) ve granitik bileşimlere sahiptir. Ayrıca, metalojenik bakış



Şekil 1.10 (a) Güneydoğu Avustralya'nın Lachlan Kıvrım Kuşağı'ndaki S tipi ve I tipi granitlerin dağılımını ve ilgili metalojenik eğilimleri gösteren basitleştirilmiş harita (Chappell ve White, 1974'den). b) ve c) Sn-W ve Cu-Mo-Au'a göre cevherleşen Lachlan Kıvrım Kuşağı granitleri için Fe2O3/FeO-Rb grafikleri (Belvin ve Chappell, 1992'den).

açısından önemli olan bir diğer husus ise, I tipi granitlerin genellikle S tipi granitlere kıyasla daha oksitlenmiş olduğu (yani daha yüksek bir magmatik fO_2'ye sahip olduğu) ve S tipi granitik magmaların kaynak kayalardaki karbon (grafit) gibi materyallerin varlığı nedeniyle başlangıçta oldukça indirgenmiş olmalarıdır. Granitik magmaların oksidasyon durumunun yaklaşık bir göstergesi tüm kaya Fe_2O_3/FeO oranlarından elde edilebilir (bu, ferrik/ferröz oranını etkili bir şekilde kaydeder). Blevin ve Chappell (1992) en azından Avustralya vakıası için (Şekil 1.10b ve c) yaklaşık 0,3 Fe_2O_3/FeO oranının I tipi (Fe_2O_3/FeO > 0,3) ve S tipi (Fe_2O_3/FeO < 0,3) granitler arasında faydalı bir ayırtman olduğunu göstermiştir. Aslında, granitlerin oksidasyon durumuna göre sınıflandırılması ilk olarak indirgenmiş granit magmaları (ilmenit serisi granitoyidler oluşturan) ve daha oksitlenmiş eş değerler (manyetit serisi granitoyidler oluşturan) arasında ayrım yapan Ishihara (1977) tarafından verilmiştir. Bu tip granit sınıflandırmasının metalojenik önemi, Sn-W yataklarının tercihli olarak indirgenmiş ilmenit serisi granitoyidlerle ilişkili olduğunu, buna karşılık Cu-Mo-Au cevherlerinin kökensel olarak oksitlenmiş manyetit serisi granitoyidlere bağlanabildiğini belirten Ishihara (1981) tarafından da ortaya konmuştur. Manyetit serisi granitoyidler çoğu I tipi ile eş değerdir. Oysa ilmenit serisi granitoyidler tüm S tiplerinin yanı sıra daha az oksitlenmiş I tiplerini de kapsar.

Şimdilerde biraz fazla basitleştirilmiş gibi görünse de, en azından granit petrojeneziyle ilgili daha yeni fikirlerle ilgili olarak, tektonik anlamlar içermesinden ve And tipi kıtasal kenarlar (bkz. Şekil 1.2) boyunca yitime göre konumlandırmayı yorumlamada kullanılabilir olduğundan dolayı, S tipi ve I tipi sınıflandırma şeması yine de çekicidir. Porfiri Cu-Mo cevherleşmesinin (bunlarla ilişkili Pb-Zn-Au-Ag cevherleri ile birlikte) genellikle I tipi granitlerle ilişkili olduğuna, buna karşılık Sn-W cevherleşmesi (U ve Th cevherleşmeleri dâhil) daha genel olarak S tipi granitlerde bulunduğuna dair gözlemsel verilerden dolayı, bu şema ayrıca metalojenik öneme de sahiptir.



Şekil 1.11 Granit bileşimleri ve magmatik oksidasyon durumu ile metal içerikleri ve intrüzyonla ilişkili maden yatağı türleri arasındaki ilişkiyi gösteren genelleştirilmiş şema. Belirtilen cevher yatağı tipleri "alkalik", "porfiri" ve "litofil"dir ve Bölüm 2'de daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Kırmızı ile gösterilen metaller daha önemli ilişkileri yansıtır (Barton, 1996'dan değiştirilerek alınmıştır).

Bu ilişki genel olarak uygulanabilir olmasına rağmen aşırı basitleştirilmiştir. Bushveld Kompleksi'nin polimetalik olan ve hem Sn-W hem de baz metal cevherleşmesi içeren alkalen granitleri gibi, özellikle post-tektonik veya anorojenik olan bazı granitler bu şemayla uyumlu değildirler (Robb vd., 2000). Magma bileşimi (oksidasyon durumu dâhil) ve metalojenik ilişki arasındaki daha doğru bir değerlendirme Barton (1996) tarafından verilmiştir. Granitleri bileşimsel türlerin açısından sürekli bir seri olarak ele alan ve bunların metal birlikteliklerini farklı intrüzyonla ilişkili maden yatağı türleri açısından gösteren Barton'ın şeması şekil 1.11'de verilmiştir.

And tipi yitim zonlarının bitişiğinde I ve S tipi granit sokulumlarının dağılımı ve bunlarla ilişkili metalojenik zonlanmaya göre belirgin mekansal bir düzen mevcuttur (Sillitoe 1976; Clark vd., 1990; Blevin vd., 1996). Yitim bölgesinin ön kenarı (yani okyanus tarafı) I tipi granit magma oluşumu ve porfiri Cu türü cevherleşmeyle ilişkilidir. Aksine, yitim zonunun kıta tarafı, genellikle S tipi karakterde olan ve Sn-W cevherleşme tarzlarının ilişkili olduğu daha farklılaşmış granit tiplerini içerir. Bu tür bölgesel zonlanmanın diğer örnekleri Myanmar ve Malezya'daki granitik kuşaklarında (Gardiner vd., 2016), batı ABD'deki Kordillera granitlerinde ve güneydoğu Avustralya'daki Lachlan Kıvrım Kuşağı'nda görülmektedir (Şekil 1.10a). Yine, istisnalar ve karışıklık mevcut olmakla birlikte, bu modellerin tanınması ve tasvir edilmesi, granitik kayalarda gözlenen farklı türde maden yataklarının mekânsal dağılımını anlamak açısından oldukça önemlidir.

Lachlan Kıvrım Kuşağı magma tipi ile metalojenik birliktelik arasındaki ilişkiye güzel bir örnek olup, tahmin edileceği üzere, granit ile ilişkili cevherleşme I-S hattının batısında çoğunlukla S tipi granitlerdeki Sn-W tarafından kontrol edilir. Buna karşın Mo ağırlıklı ve daha az Cu-Au cevherleri ise hattın doğusundaki I tipi granitoyidlerde bulunur (Şekil 1.10a). Bununla birlikte, Lachlan Kıvrım Kuşağı'nda granitlerin metal içeriğinin bir başka önemli özelliği daha görülmektedir. Sn-W veya Cu-Mo-Au cevherli granitlerin Fe_2O_3/FeO oranı (magmatik oksidasyon durumunun bir göstergesi) Rb içeriğine (fraksiyonlama derecesinin bir göstergesi) karşılaştırıldığında (Şekil 1.10b ve c) metal içeriğinin sadece magma tipinin bir fonksiyonu olmadığı görülür. Cu-Mo-Au ile ilişkili intrüzyonlar tipik olarak Sn-W cevherleşmesi ile ilişkili olanlardan daha yüksek Fe_2O_3/FeO oranlarına sahiptir ve bu nedenle tercihen I tipi granitlerle ilişkilidirler. Bununla birlikte, belki de daha belirgin olan şey, Sn ve W cevherleşmesinin Cu-Mo-Au içerenlerden daha yüksek oranda fraksiyonlaşan intrüzyonlarla ilişkili olmasıdır (Blevin ve Chappell, 1992). Bu nedenle, metal içerikleri magma soğudukça ve fraksiyonlaştıkça ortaya çıkan süreçlerin bir fonksiyonu olup, bu süreçler aşağıda Alt Bölüm 1.4'te ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Bundan başka, granitlerdeki cevherleşme jeokimyasal kalıtımdan veya fraksiyonlaşmadan oldukça farklı hidrotermal süreçleri de içerir ve bunlar da Bölüm 2'de incelenmiştir.

1.4 Cevher Oluşturan Süreçler Olarak Kısmî Ergime ve Kristal Fraksiyonlaşması

Önceki alt bölümde çeşitli magma oluşma süreçleri ve bunların iz element ve mineral içeriklerine göre neden farklı bir şekilde zenginleştikleri ele alınmıştır. Bu alt bölümde magma oluşurken ve ardından soğuma ve katılaşma sırasında iz element ve minerallerin nasıl davrandıkları ele alınmıştır.

İz element bollukları hem kısmî ergime hem de kristal fraksiyonlaşması sırasında petrojenetik süreçlerin tanımlanması açısından oldukça faydalıdır. Magmatik maden yataklarının çoğu başlangıçta çok küçük miktarlardaki metal derişimlerinden ortaya çıktığı için, magmatik işlemler sırasında iz elementlerin davranışı da cevher oluşumunun anlaşılmasında çok yararlıdır.

İz element bir kayada ağırlıkça %0,1'den (veya 1000 ppm) daha düşük derişimdeki bir element olarak tanımlanabilir. Ancak, bu sınır tanım üzerinde oldukça yapay bir kısıtlama getirmiştir. Genel olarak iz elementler kaya oluşturan minerallerdeki ana elementlerin yerini alsa da bazı durumlarda aksesuar mineral fazlarının stokiyometrik bileşenlerini oluşturabilirler (Rollinson, 1993). Magmatik kayalarla ilişkili cevherlerin çoğu, magmada veya kayada iz element miktarlarında bulunan ve sonraki süreçlerle cevher tenörlerine ulaşmış elementlerden (Cu, Ni, Cr, Ti, P, Sn, W, U, vb.) meydana gelmiştir.

Kayalar kısmî ergimeye uğradığında iz elementler ergiyik fazı ile katı kalıntı arasında bölümlenirler. Katı fazı tercih edenler uyumlu olarak adlandırılırken (yani, mevcut bir mineralin kristal kafesini oluşturan elementlerle afiniteye sahiptirler), tercihi ergiyik olanlar uyumsuz olarak adlandırılır. Benzer şekilde, magmanın soğuması ve katılaşması sırasında uyumlu elementler tercihen kristalen katılar tarafından alınırken, uyumsuz elementler artık ergiyikte zenginleşir. Bu nedenle, iz elementlerin zenginleşmesi ve potansiyel cevher oluşumu anateksiye uğrayan bir kayanın erken ergime fazındaki (bkz. Kutu 1.3) veya rezidüel magmada aşamalı kristallenme sırasında uyumsuz elementlerin derişimiyle bağlantılı olabilir (bkz. Kutu 1.4). Uyumlu iz elementler erken oluşmuş kaya yapıcı minerallerde "hapsedilmiş" olup, cevher oluşturmak üzere yeterince birikmezler. Bunun bir istisnası, örneğin aşağıda alt bölüm 1.4.3'te tartışıldığı gibi, kromitit tabakalarının oluşumu sırasında sağlanır.

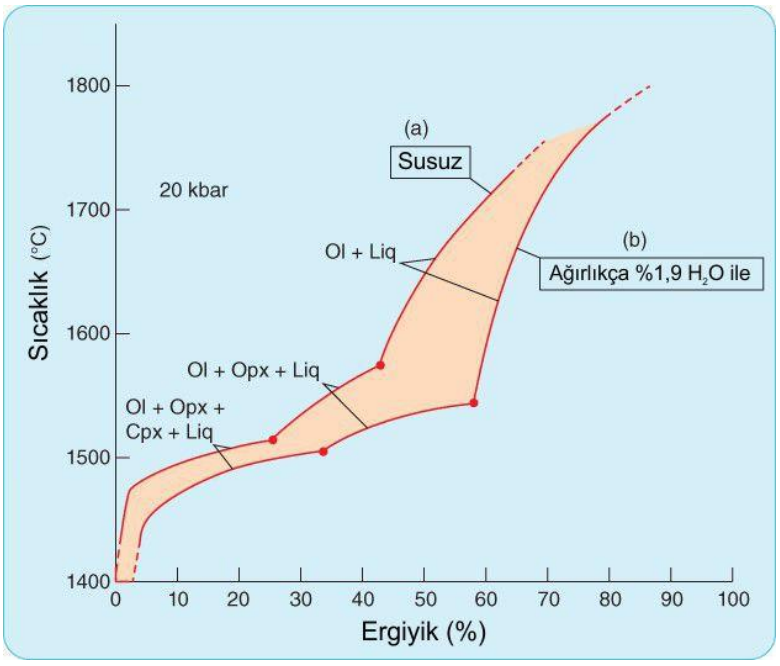
Magmatik süreçler sırasında iz element dağılımının nasıl ölçülebileceğine ilişkin kısa bir açıklama, bu süreçlerin seçilen cevher oluşturma süreçlerinin anlaşılmasına nasıl uygulanabileceğinin bir göstergesi ile birlikte aşağıda sunulmuştur.

1.4.1 Kısmî Ergime

Üst mantodaki sıcaklık 1500°C ve üzerine çıkmasına rağmen, basınç ile bir kayanın ergimesinin başlangıcı (katı hal sıcaklığı) arasında var olan pozitif korelasyon nedeniyle ergime (veya anateksi) beklendiği kadar yaygın değildir. Mantoda kayaların katılaşmaya en yakın olduğu ve sünek deformasyonun meydana geldiği bölge olarak tanımlanan astenosfer (bu, astenosferin elastik olarak deforme olabilen litosfere göre daha düşük mukavemetini açıklar) önemli miktarda magmanın oluştuğu "makine odası"dır. Bununla birlikte, asıl magma üreten dönemler rasgele ve sebepsiz olmayıp, basınç düşüşü (örneğin, genişlemeli bir tektonik rejimde kabuk incelmesinin neden olduğu) veya uçucuların eklenmesi ile geçerli solidus (katılaşma) sıcaklığının düşmesi gibi (yitim ve metasomatizma sırasında olduğu gibi) süreçlerle katalize edilirler. Kısmî ergimenin desteklenmesinde yerel ısı kaynağındaki bir artış genellikle önemli değildir. Ancak, bu rolde manto sorguçlarının de yer alması olasıdır.

Kısmi ergime, kaynak kayaların tamamı neredeyse hiçbir zaman tamamen ergimediği için böyle adlandırılmış olup, her zaman arkasında katı bir kalıntı bırakır. Bu bir dizi değişkenin etkilediği karmaşık bir süreç olup, değişkenlerin en önemlileri protoliti oluşturan mineral topluluğunun doğası yanı sıra yerel basınç, sıcaklık ve su/uçucu içeriğidir. Her ne kadar aşağıda ana hatlarıyla verilen açıklama gerçekte çok karmaşık süreçlerin iyi bir göstergesi olmasa da, geçmişte peridotitin artan sıcaklıkta kademeli olarak ergitilmesi üzerine yapılan deneysel çalışmalar (Mysen ve Kushiro 1976), astenosferdeki kısmi erime süreçlerini açıklamaya yardımcı olmaktadır.

Şekil 1.12'de görüldüğü üzere, peridotit ergimesi, piroksen ve olivin ile dengede küçük bir ergiyik fraksiyonunun oluşması ile 1400°C'nin hemen üzerinde başlar. Ergime kayanın yaklaşık %30-40'ı ergiyene ve klinopiroksen tamamen tüketilene kadar önemli miktarda ısı eklenmeden devam edebilir. Klinopiroksen tüketildikten sonra daha fazla ergime sadece ısı ilavesiyle devam edebilir (Şekil 1.12'deki eğrilerde ilk bükülme noktası). Bu da şayet ortamda varsa ortopiroksen

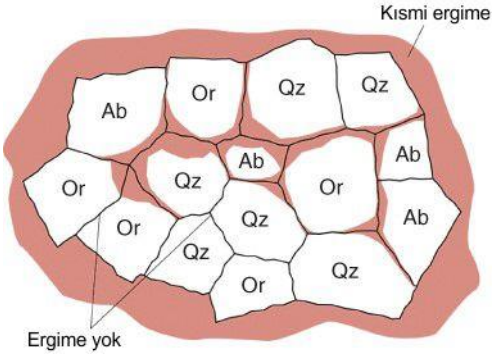


Şekil 1.12 Peridotitin mantoda 20 kbar basınçta (a) susuz ve (b) %2 su varlığında ardışık ergime davranışı (Mysen ve Kushiro, 1976'dan).

ergimesini destekler. Kayanın yaklaşık %50-60'ı ergidikten ve ortopiroksen tüketildikten sonra olivinin tamamen ergiyiğe dahil edilmesi ek bir ısı girişini gerektirir (ikinci bükülme noktası). Bu nedenle, peridotitin az oranda kısmî ergimesi ergiyikde klinopiroksenin baskın olduğu bir bileşimde (alkalen bazalt) magma üretir ve kalıntı da ortopiroksen + olivinin toplam bileşimine sahiptir. Ancak, ergime süreçleri gerçekte daha karmaşık olup, genellikle bir seferde birden fazla mineralin füzyonunu içerir. Ayrıca, sistemde bulunan çok az miktarda suyun bile ergime sürecini katalize edeceği ve ayrıca daha düşük sıcaklıklarda anateksinin meydana gelmesine izin vereceği bilinmelidir.

Kabuktaki anateksi, örneğin bir S tipi granit oluşturmak için bir metasedimenter protolitin kısmi ergimesi dikkate alınarak daha iyi açıklanabilir. Sedimentin sadece kuvars içerdiği durumda ergimenin başlaması için sıcaklığın 1170°C'yi (P_{H2O} = 1 kbar'da SiO_2'nin erime sıcaklığını) aşması gerekir. Bununla birlikte, sedimentin kuvars + ortoklaz + albitin bir araya gelmesinden oluşan bir arkoz olması durumunda (Şekil 1.13'te gösterildiği gibi) ikili veya üçlü ötektik karışımlar için ortaya çıkan ergime noktalarının düşmesi nedeniyle ergime çok daha düşük sıcaklıklarda başlar. Bu nedenle, kuvars + albitin temas halinde olduğu yerlerde ergime 790°C civarındaki sıcaklıklarda başlayabilir ve kuvars + albit + ortoklaz üçlü kavşakta bir araya geldiğinde ergime 720°C'ye kadar gerileyebilir. Buna göre, arkoz protolitinin parçalara ayrılması kaya içinde seçili tane sınırları boyunca oluşan küçük kısmî ergiyik artışları ile gerçekleşir. Böyle bir işlem sırasında oluşan kalıntının belirli bir sıcaklıkta kendi kendine ergiyemeyen parçalanmış minerallerden oluşması muhtemeldir. Ergiyik ve kalıntının farklı bileşimlere sahip olması da söz konusudur.

İster magmatik ister sedimenter bir protolitten olsun, kalıntısından kısmî bir ergiyiğin çıkması kimyasal bileşenleri ayıran ve fraksiyonlaşma olarak adlandırılan bir işlemdir. Kısmî ergiyikler kaynak kayaya göre belirli elementler açısından önemli ölçüde zenginleşmiş olsa da, diğer elementler



Şekil 1.13 P_{H2O} = 1 kbar'da 700-800°C sıcaklıklara maruz kalan arkozik bir protolitin tane sınırı ergimesi modeli (Hall, 1996'dan).

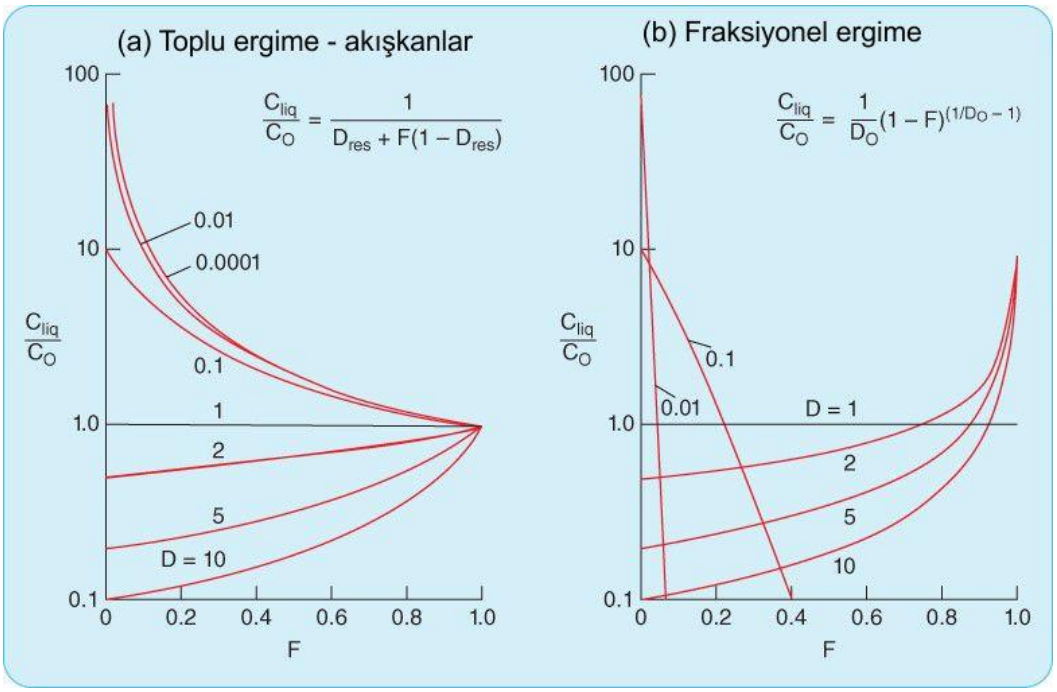
bakımından tüketilmiş olabilir. Kalıntıdan ergiyiğin ayrılma mekanizmaları farklı olabilir. Bu mekanizmalar aşağıda ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Kısmî ergime işlemlerinin daha ayrıntılı ve nicel açıklamaları Cox vd. (1979), Rollinson (1993), Albarede (1996) ve Best (2003)'de bulunabilir.

1.4.1.1 Kısmi Ergime Sırasında İz Element Dağılımı

Teoride kısmî ergimenin meydana gelebileceği iki sınırlayıcı uç durum vardır. Birincisi, tamamen ortadan kaldırılana ve bir magmatik kütle olarak yerleşene kadar katı kalıntı ile dengede kalan, tekli bir ergiyik artışının oluşumunu öngörür. Bu süreç, yüksek viskoziteli granitik ergiyiklerin oluşumuna uygulanabilir (Rollinson, 1993) ve "toplu ergime" (yığın ergimesi) olarak bilinir. Nicelleştirilmesi Wood ve Fraser (1976) tarafından (aşağıda tartışılan diğerleri ile birlikte) geliştirilen denklemle yapılır:

$$C_{liq}/C_o = 1/[D_{res} + F(1 - D_{res})] \qquad (1.1)$$

Burada C_{liq}: sıvıdaki (ergiyik) iz element derişimi, C_o: protolitteki (ergimemiş primer materyaldeki) iz element derişimi, D_{res}: artık katının yığın bölme katsayısı (ergiyik çıkarıldıktan sonra) ve F: üretilen ergiyiğin ağırlık oranıdır.



Şekil 1.14 Artan ergime derecelerinin (F) bir fonksiyonu olarak kaynak kayadaki derişime (C_{liq}/C_o) göre kısmî ergiyikteki bir iz elementin zenginleşmesi/tükenmesi. (a) Eşitlik (1.1)'in kullanıldığı yığın ergime. (b) Eşitlik (1.2)'nin kullanıldığı fraksiyonel (bölümlü) ergime (Rollinson, 1993'den).

Bir grup kısmî ergiyikteki uyumsuz (veya uyumlu) bir elementin zenginleşme (veya tükenme) derecesinin şematik gösterimi şekil 1.14a'da verilmiştir. Burada değişik Dres değerleri için C_{liq}/C_o oranı üretilen ergiyik derecesinin bir fonksiyonu olarak (F) grafiğe aktarılmıştır. F sıfıra yaklaşırken maksimum zenginleşme faktörü $1/D_{res}$ olacak şekilde, son derece uyumsuz elementlerin (yani, D_{res} değerleri çok küçük olanların) belirgin zenginleşmeleri düşük ergiyik fraksiyonlarında meydana gelebilir.

İkinci kısmî ergime işlemi "fraksiyonel ergime" olarak adlandırılır ve küçük ergiyik parçalarının, bir magma gövdesi oluşturmak üzere başka bir yerde toplanarak katı kalıntılarından hemen ayrıldığı süreçtir. Bu süreç, küçük ergiyik parçalarının kaynak bölgelerinden uzaklaştırıldığı düşük viskoziteli bazaltik magmalar için daha uygulanabilir olabilir. Fraksiyonel ergime sırasında iz elementlerin dağılımı aşağıdaki denklem ile nicelleştirilir:

$$C_{liq}/C_o = 1/D_o(1–F)^{(1/Do-1)} \qquad (1.2)$$

Burada D_o: orijinal protolitin (ergimeden önceki) yığın bölümlenme katsayısı ve diğer semboller Eşitlik (1.1)'dekiler ile aynıdır.

Bir fraksiyonel kısmî ergiyikteki iz element zenginleşme ve tükenme derecesi şekil 1.14b'de verilmiştir. Çok küçük ergime dereceleri için kaynak malzemeye göre iz element derişimlerindeki değişimler aşırı düzeyde olup, ergime ilerledikçe maksimum zenginleştirme değerinden (1/F sıfıra yaklaşırken D_o) magmadaki tükenmelere kadar değişir. Uyumlu element zenginleşmesi yığın ergiyik durumundan farklı olarak fraksiyonel ergime sırasında da ortaya çıkabilir; ancak, sadece kısmî ergimenin %70'den büyük olması durumda gerçekleşir ki bu da ihtimal dışıdır. Bir granitik kısmî ergiyikteki uyumsuz element derişimine yönelik örnek Kutu 1.3'te verilmiştir.

1.4.2 Magmanın Kristallenmesi

Peridotit için şekil 1.12'de açıklanan ergiyik dizisi bir ultramafik magmanın soğuma ile kristallenmesini göstermek üzere tersinden kullanılabilir (gerçekte, 1800°C civarında bir peridotitik protolitin tamamen ergimesinden türemiş bir magmanın hiçbir zaman mümkün olmadığı hatırdan çıkarılmamalıdır). Kristallenme sırası olivin ile başlayıp ortopiroksen ve klinopiroksen ile devam eder. Plajiyoklaz ile birlikte bu mineral topluluğu ve kristallenme sırası bazaltik bir magmanın karakteristik özelliklerini yansıtır.

Kutu 1.3 Kısmî Ergime ve Uyumsuz Elementlerin Derişimi: Rössing Uranyum Yatağı

Dünyadaki en büyük uranyum yataklarından biri olan Rössing madeni (Namibya) aynı zamanda magmatik kayalarla ile ilişkili en büyük uranyum madenidir. Yatağın konak kayası yerel olarak "alaskit" olarak adlandırılan lökogranittir. Cevher genellikle lökogranit içinde heterojen bir şekilde dağılmış saçınımlı uranitit (UO_2) formunda bulunur; bununla birlikte beta-uranofan ve betafit gibi ikincil uranyum silikat ve oksit mineralleri de bulunur. Rössing yaklaşık 500 My yaşındaki Damara Orojeni'nin merkezi kısmında meydana gelmiş olup, lökogranitlerin granit ve üstkabuksal (metasedimenter) serileri içeren eski temelin kısmen ergimesinin bir ürünü olduğu düşünülmektedir (Şekil 1.3.1). Üst amfibolit ila granülit metamorfizma dereceleri bölgesel olarak geçerli olup, bölgedeki lökogranitik dayklarının bolluğunun da gösterdiği üzere, ergiyiklerin gerçek yerleşim seviyesinden çok da büyük olmayan derinliklerden kaynaklandığı kabul edilmektedir. Rössing madeni daha büyük lökogranitik dayklarının önemli bir maden yatağı oluşturabilir malzeme kütlesi oluşturmak üzere birleştiği yerde bulunmaktadır. Yatak ortalama %0,031 (veya 310 ppm) U_3O_8 tenörlü birkaç yüz milyon ton düşük tenörlü uranyum cevheri içermektedir. Yatağın düşük tenörlü olmasına rağmen, lökogranitte 310 ppm uranyum derişimi yine de Clarke değerine göre önemli bir zenginleşme faktörünü (yani, U için yaklaşık 2,7 ppm; bkz. Çizelge1.2) temsil eder. Bu zenginleşme derecesi zaten oldukça zenginleştirilmiş bir protolitin düşük derecede kısmî ergimesiyle oluşmuş bir magma için beklenen değer ile tutarlıdır.

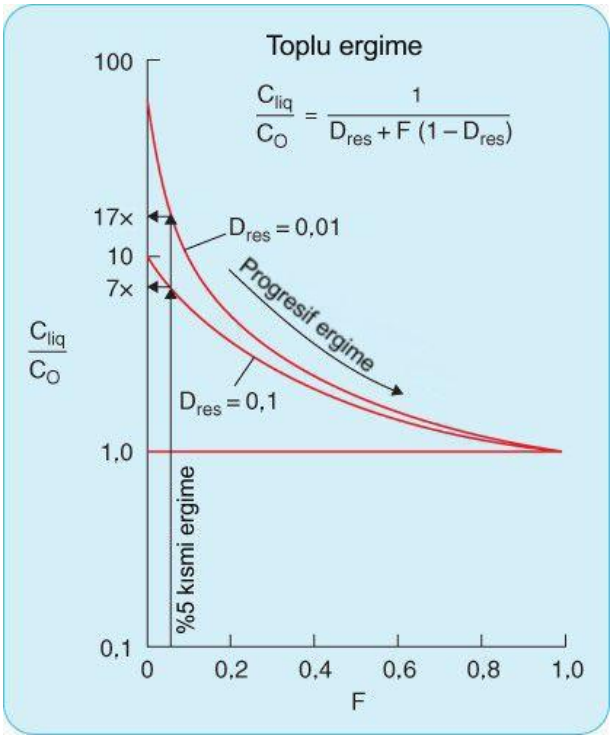
Bu durum alt bölüm 1.4.1'de Eşitlik (1.1) şeklinde verilen kısmî (toplu) ergiyik denklemi yoluyla çok basit bir şekilde test edilebilir. Şekil 1.3.2'de gösterildiği gibi, protolitin 10 ppm U içermesi ve ergiyik fraksiyonuna göre kütle bölümlenme katsayısının da 1'den çok düşük (yani, 0,01 ile 0,1 arasında bir D_{res}) olması durumunda %5'lik bir yığın ergimesi 7 ile 17 kat (D_{res} sırayla 0,1 ve 0,01) arasında zenginleşmiş bir magma üretir. Bu süreç lökogranitten gözlenen en yüksek uranyum derişiminin yarısı kadar olan 70 ile 170 ppm arasında derişime neden olmuştur. Yığın ergime ile yaklaşık 300 ppm U zenginleşmeleri elde etmek için ya kısmî ergime derecesinin çok düşük (yani < %5) veya protolitin önemli ölçüde zenginleşmiş olması ve 10 ppm'den çok daha fazla U içermesi gerekir.

Nex vd. (2001) Damara Orojenezi'nin iç kesimindeki kısmî ergimenin dönemsel bir olay olduğunu ve birkaç kuşak lökogranitten sadece birinin uranyum açısından önemli ölçüde zenginleştiğini göstermiştir. Hepsinin muhtemelen yaklaşık olarak aynı derecelerde kısmî ergime ürünleri olması nedeniyle, zenginleştirilmiş fazın özellikle verimli bir protolitten türediği düşünülmektedir. Rössing lökogranitleri gibi düşük ergime dereceleri ile oluşan kayalardaki uyumsuz iz elementlerin zenginleşmesini temsil eden yatakların yerkabuğunda çok yaygın olmadığı açıktır. Diğer bir örnek de Quebec'deki (Kanada) Johan Beetz uranyum yatağı olabilir.



Şekil 1.3.1 Rössing uranyum madeni (Namibya) civarındaki yüksek dereceli metasedimentleri kesen lökogranit yaygıları (fotoğraf izni: Paul Nex).

Şekil 1.3.2 %5 ergime ile uranyum gibi uyumsuz bir element için beklenen (0,1 veya 0,01 D_{res} ile) zenginleşme derecesini gösteren basitleştirilmiş kısmi ergime modeli (ayrıntılı açıklama alt bölüm 1.4.1'de verilmiştir).



Kimyasal farklılaşmanın diğer bir yolu da bir mafik magmanın ardışık kristalizasyonudur. Çünkü, bir bileşimin mineralleri genellikle oluştukları bileşimsel olarak farklı magmadan fiziksel olarak ayrılırlar. Mineraller (kristal çökmesi gibi bir işlemle) magmadan ayrıldıktan sonra magma odasındaki katı ve sıvı bileşenler arasındaki kimyasal etkileşim (veya dengeleme) çok azdır veya hiç yoktur. Bu süreç fraksiyonel kristallenme olarak adlandırılır ve bir Rayleigh fraksiyonlaşma biçimidir. Fraksiyonel kristalleşmenin doğası ve bu süreç sırasında oluşan kümülat kayaların geometrisi, konak kayası magmatik türde olan maden yataklarının anlaşılmasında çok önemlidir. Bu nedenle, bu süreçleri ve özellikle bunların metal derişimi ve cevher oluşumu ile ilişkisini daha ayrıntılı olarak ele almak gerekir. Genellikle magmanın yerleşmesi ve kristallenmesine aşamasında magma tarafından çevre kayaların da değişen derecelerde asimilasyonu da eşlik eder. Dolayısıyla, fraksiyonlaşma süreçlerini yansıtan kimyasal eğilimler magma kirlenmesinin etkileri ile birlikte gelişir. Bunun da magmatik cevher oluşturma süreçleri için önemli etkileri söz konusudur (bkz. alt bölümler 1.4.3 ve 1.6).

1.4.2.1 Magmatik Kütlelerin Şekli ve İçsel Zonlanması

Magmanın yerkabuğuna yerleşme mekanizmaları ve bunun sonucunda ortaya çıkan intrüzyonların şekilleri çok değişken olup, bu süreçler Hall (1996), Pitcher (1997) ve Best (2003)'te ele alınmıştır. Bazaltik intrüzyonlar genellikle granitik batolitlerden oldukça farklı şekil ve yapıya sahiptir. Ayrıca, bir mafik magma odası içinde kristal fraksiyonlaşma mekanizmaları da granit sokulumlarındakinden farklıdır. Bu farklılıklar, Bushveld Kompleksine ait mafik intrüzyonlardaki kromitit damarlarının katmanlı yapısı (bkz. Kutu 1.5) ve aynı kompleksin granitlerinde bu tür intrüzyonların merkezine doğru saçılmış biçimdeki kalay yataklarında olduğu gibi (bkz. Kutu 1.4) kristallenen magmalardaki cevher oluşumuyla ilgilidir.

Mafik İntrüzyonlar Mafik magmanın viskozitesi nispeten düşüktür. Bu da bazaltik magmaların püskürme sırasında kolayca akışını sağlar. Mafik minerallerin yoğunlukları genellikle 3 g/cm^3'ten büyük iken, mafik magmanın yoğunluğu yaklaşık 2,6 g/cm^3'tür. Mafik magmanın düşük viskozitesi ve ondan kristallenen minerallerin yüksek yoğunlukları olivin ve piroksenler gibi minerallerin bileşimlerine ve boyutlarına bağlı şekilde tipik olarak 40 ila 1000 m/yıl arasındaki herhangi bir hızda bir magma içinde batmaları anlamına gelir (Hall, 1996). Bunun aksine, feldispatoyidler gibi daha az yoğun mineraller 2,5 g/cm^3'ten daha düşük yoğunluklara sahip oldukları için alkalen magmalar içinde yüzebilirler. Plajiyoklaz yaklaşık 5 kbar'dan daha büyük basınçlarda bazaltik bir magma içinde yüzerse de kabuğun üst seviyelerine yerleşen aynı magmalar içinde batar (Kushiro, 1980).

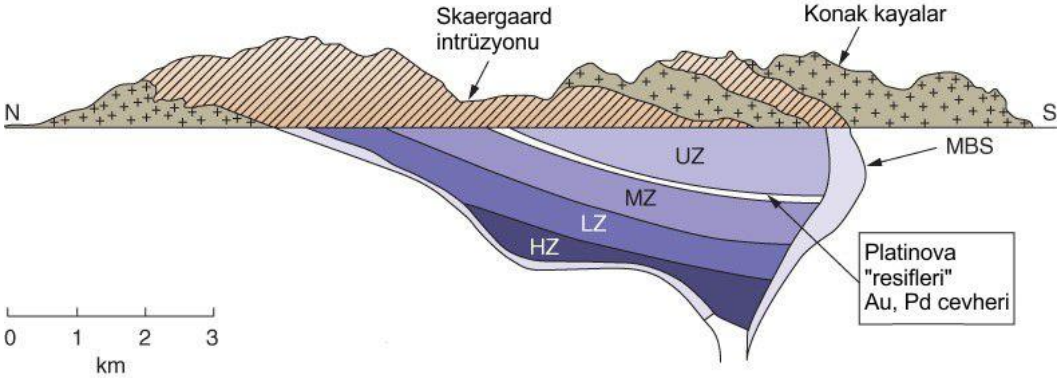
Yerçekimi etkisiyle oluşan kristal çökelmesinden kaynaklanan katmanlı kayalar kümülatlar olarak adlandırılır. Bunların bileşimleri magmanın başlangıçtaki bileşiminden farklıdır. Bu nedenle, kristal çökelimi bir tür fraksiyonel kristallenme olup, bu süreç kimyasal bileşenlerin ayrılmasını ve bunların magma odasında katı veya sıvı fazlarından herhangi olası bir şekilde zenginleşmesini açıklar. Kümülüs minerallerine (yer değiştirme yoluyla) kolayca girebilen iz elementler uyumlu elementler olarak adlandırılır. Bunun tersine, kümülat bileşimi dışında kalan iz elementlere (kaya oluşturan minerallerin kristal kafes bölgelerinde kolayca yerleşemedikleri için) uyumsuz elementler denir. Kümülat topluluğu oluşurken bu elementler kalıntı magmada giderek zenginleşecektir (Cawthorn ve McCarthy, 1985).

Mafik intrüzyonlarda minerallerin yer çekimi yoluyla çökelimi bu kütlelerde sıklıkla gözlemlenen iyi katmanlı içsel yapıyı açıklamanın en mantıklı yolu gibi görünmektedir. Mafik intrüzyonlarda kristallenmeyi ve katmanlaşmayı açıklayan ilk modeller Wager ve Brown (1968)'ın Grönland'daki Skaergaard intrüzyonu üzerinde

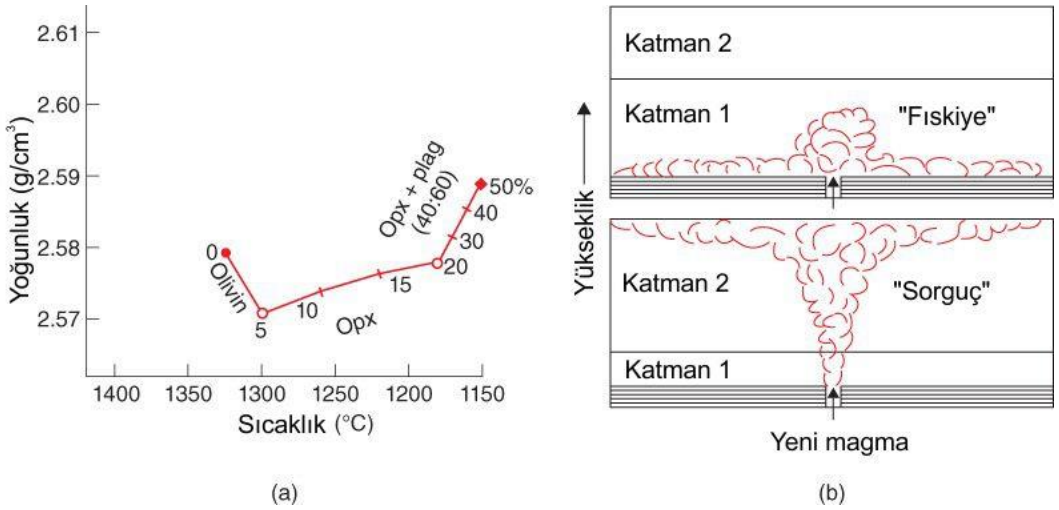
yaptığı klasik çalışmadan türetilmiştir. Kapalı bir odada katılaşma sırasında tamamı kristallenene kadar önemli miktarda magma eklenme veya çıkarılması söz konusu olmayan tek bir magma getirimini temsil ettiği düşünüldüğünden, bu son modelin özellikle petrojenetik çalışmalar için çok uygun olduğu kabul edilir. Mafik intrüzyonlarda oluşan yataya yakın tabakalar yoğunluğu yüksek, erken oluşmuş minerallerin (olivin ve ortopiroksen gibi) birikiminden kaynaklanır. Bunu stratigrafik anlamda piroksenler ve plajiyoklaz gibi daha sonra oluşan minerallerin birikimi izler. Kromit ve manyetit gibi minör olarak izlenen oksit minerallerinin de ana silikat mineral fazları arasında biriktiği gözlenir. Skaergaard intrüzyonu bir soğumuş kenar fazından ve yataya yakın ritmik ve kriptik (yani katmanlaşmanın görsel olarak belirgin olmayabildiği, ancak sadece kimyasal varyasyonlara yansıdığı) katmanlardan oluşan nispeten basit bir iç zondan oluşur ve bileşimi aşağıdan yukarıya doğru gabrodan ferrodiyorite ve granofire değişir (Şekil 1.15).

Skaergaard gibi intrüzyonlarda gözlenen nispeten düzenli, yataya yakın tabakalanmayı basit yerçekimine bağlı kristal çökelimi ile açıklamak cazip gibi görünmekle birlikte, Skaergaard da dahil olmak üzere magma odalarının katılaşması çok daha karmaşık bir süreçtir (McBirney ve Noyes, 1979; Irvine vd., 1998). Magmatik kütlelerin soğumasıyla birlikte ortaya çıkan sıcaklık gradyanları ve magma yoğunluğuyla ilişkili değişimler elementlerin hem kimyasal hem de sıcaklık gradyanlarına tepki olarak yayılmasına yol açan sıvı katmanların oluşumu ile belirgin yoğunluk tabakalanmasına neden olduğu gösterilmiştir (Huppert ve Sparks, 1980; Turner, 1980; Irvine vd., 1983; McBirney, 1985). Bir magma odasında zamana bağlı yoğunluk değişimleri de kristal fraksiyonlaşmasının bir sonucudur. Şekil 1.16a'da olivin kristallenmesinin erken aşamalarında olivinin başlangıçtaki sıvısının yoğunluğundan daha yüksek olması nedeniyle kalıntı magma yoğunluğunun azaldığı açıktır. Bununla birlikte, yoğunluğu magmanın yoğunluğundan daha düşük olan plajiyoklaz gibi bir mineralin ergime eğrisindeki görünümle birlikte eğilim değişir. Böyle bir durumda, bir kristallenme aralığından sonra kalıntı magmanın katılaşmaya başladığı yoğunluktan daha yoğun hale gelmesi mümkündür.

Bu yoğunluk değişim modeli özellikle önceden evrimleşmiş bir odaya yeni bir magma enjeksiyonu gerçekleştiğinde bir magma odasındaki kristallerin çökelme davranışı üzerinde önemli etkilere sahiptir. Şekil 1.16b'de



Şekil 1.15 Doğu Grönland'da Skaergaard intrüzyonunda katmanlanmanın doğasını gösteren şematik kesit. Au ve Pd içeren Platinova Resifleri'nin Kenar Sınır Serisi (MBS) ve katmanlı seri ilişkisini gösteren göreceli stratigrafik konumu. Katmanlı seri Gizli Bölge (HZ), Alt Bölge (LZ), Orta Bölge (MZ) ve Üst Bölge (UZ olarak alt bölümlere ayrılmıştır (Anderson vd., 1998'den).



Şekil 1.16 (a) Bushveld Kompleksi ile benzer başlangıç bileşimine sahip olan ve farklılaşan bir magmada yoğunluk değişimleri. (b) Halihazırda içinde kristal fraksiyonlaşmasının geliştiği yoğunluk tabakalanmalı bir magma odasına enjekte edilen yeni bir magmanın farklı davranışı (Campbell vd., 1983; Naldrett ve von Grüenewaldt, 1989'dan).

iki durum ele alınmıştır. Yeni enjekte edilen bir magmanın yoğunluğu haznedeki kalıntı sıvı kalıntının yoğunluğundan yüksek olduğunda (yeni magmanın kristallenme başladıktan sonra oldukça erken bir evrede enjekte edilmesi durumunda olduğu gibi) belirsiz bir fıskiye şekli ortaya çıkacak ve yeni ve evrilmiş olan sıvılar haznenin tabanı boyunca bir katmanla sınırlanacak şekilde karışacaktır. Aksine, yeni magma kristallenme sekansına geç enjekte edilirse, magma kendi yoğunluk seviyesine veya haznenin tepesine yükselecek şekilde, enjekte edilen magmanın yoğunluğunun kalıntı sıvınınkinden daha düşük olması ve yeni magmanın daha belirgin sorguç benzeri bir şekil alması mümkündür (bkz. Şekil 1.16b). İkinci senaryoda, yeni ve kalıntı sıvılar arasındaki türbülanslı karışım muhtemelen daha tamamlanmış şekilde olacaktır. Bushveld Kompleksi için magma odasının tavanına ulaşan ve onunla etkileşime giren bir sorguç enjeksiyonu önerilmiştir (Schoenberg vd., 1999). Bu sorguç aynı zamanda Bushveld'de hem kromit hem de PGE cevherleşmesinin oluşumunda güçlü bir şekilde rol oynamıştır (Kinnaird vd., 2002).

İlk bakışta, Skaergaard gibi katmanlı mafik sokulumlar, minerallerin likidus üzerinde sıralı olarak ortaya çıkması şeklinde, nispeten basit, yerçekimiyle oluşan kristal çökelmesinin ürünleri gibi görünebilir. Ayrıntıda katmanların doğası oldukça karmaşık olabilir (bkz. Kutu 1.5); kümülat topluluklarının kimyası, termal gradyanlardaki ve kimyasal difüzyon oranlarındaki varyasyonları içeren karmaşık süreçlerden etkilenebilir. Bundan başka, bir magma odasındaki konvektif akımların yanı sıra kristal yüklü magmanın odasının kenarlarında veya tabanında aşağıya doğru yayıldığı türbiditik akıntıları da kümülüs katmanlanmasını karıştırır. Herhangi bir zamanda kristallenen minerallerin bileşimi magma kimyasındaki bozulmalara ve yeni magmanın enjekte edilmesinden veya mevcut magmanın yan kaya tarafından kirletilmesinden kaynaklanan hızlı değişikliklere karşı da hassas olacaktır. Son olarak, Skaergaard gibi nispeten küçük magma odalarında bile ara minerallerin kimyasındaki değişiklikler silikat-silikat karışmazlığı (Humphreys, 2011) gibi kolayca tespit edilemeyen veya hemen görülemeyen çözümü zor süreçlere işaret etmektedir. Tüm bu süreçler magmatik ortamlarda metal zenginleşmesini ve ayrıca katmanlı mafik sokulumlardaki maden yataklarının oluşumunu etkiler.

Kristal fraksiyonlaşma süreçleri ve buna eşlik eden yoğunluk değişimleri ve magma bileşimindeki değişikliklerin hepsi de katmanlı mafik komplekslerde kromit, manyetit, platin grubu elementleri ve baz/değerli metal zenginleşmeleri için kritik derecede önemlidir. Bu süreçler daha iyi anlaşıldıkça bu tür intrüzyonlar tüm dünyada aramacıların dikkatini giderek daha fazla çekmektedir. Hatta Skaergaard gibi iyi çalışılmış kütlelerde bile cevherli tabakalar bulunduğu gözlenmiştir. Skaergaard'da sülfit minerallerinin varlığının erken dönemde farkına varılmasına rağmen (Wager vd., 1957) potansiyel olarak önemli bir Au ve Pd kaynağının belirlenmesi ancak çok daha sonra olmuştur (Bird vd., 1991; Anderson vd., 1998). Magmatik süreçlerin doğası ve cevherleşmede oynadıkları rol aşağıda ayrıntılı olarak ele alınmış ve ayrıca birkaç vakıa incelemesiyle birlikte gösterilmiştir (Kutu 1.4-1.8).

Felsik İntrüzyonlar Granit intrüzyonları büyük mafik intrüzyonlarında yaygın gözlenen, iyi tanımlanmış yatay katmanlar içermez. Bu durum büyük ölçüde felsik magmaların mafik magmaların logaritmik olarak birkaç katı daha viskoz olmasından kaynaklanır (mesela riyolit için 106 Pa.s'ye kadar, aynı sıcaklıkta bazalt için 102 Pa.s; Hall, 1996). Ayrıca, kristallenen mafik magma odalarındaki yoğunluk farklılıkları felsik odalarda oluşan kuvars ve feldispatınki kadar belirgin değildir. Ana magmaları kabuğun sığ derinliklerine yerleşmiş nispeten sıcak, sulu alkalen granitler gibi birkaç granit plütonu dışında kristal çökelmesi önemsizdir. Bununla birlikte, önemli ölçüde fraksiyonlaşmanın meydana geldiği felsik intrüzyon ve granit plütonlarında gözlenen birçok içsel zonlanma örneği mevcuttur (Pitcher, 1997). Birçok plütonun dış zonlarında daha fazla mafik bileşim (örneğin diyorit, tonalit, granodiyorit) korunarak kaya türleri merkeze doğru giderek daha fazla fraksiyonlaşıp zonlanma sunar. Pek çok granit plütonu sığ kabuk seviyelerine sokulduğundan ve ısıları da genellikle yan kayada kaybolduğundan, bu tür zonlanma mantıksal olarak magma odasının yanlarından ve tavanından başlayıp içeriye doğru ilerleyen kristallenmeyle ilişkilendirilir. Kristaller mafik intrüzyonlardaki gibi kristallerin magmadan çökelme yoluyla uzaklaştırılması yerine, odanın merkezine doğru ilerleyen kristallenme cephesi tarafından kalıntı ergiyikten etkin bir şekilde izole edilirler. Yan duvar sınır katmanı farklılaşması olarak adlandırılan bu süreç aynı zamanda bir kristal fraksiyonlaşma biçimi olarak kabul edilir ve farklılaşmış granit ergiyiğinin son kısımlarının biriktiği intrüzyonun merkezine doğru uyumsuz element zenginleşmeleriyle temsil edilir.

1.4.2.2 Fraksiyonel Kristallenme Sırasında İz Element Dağılımı

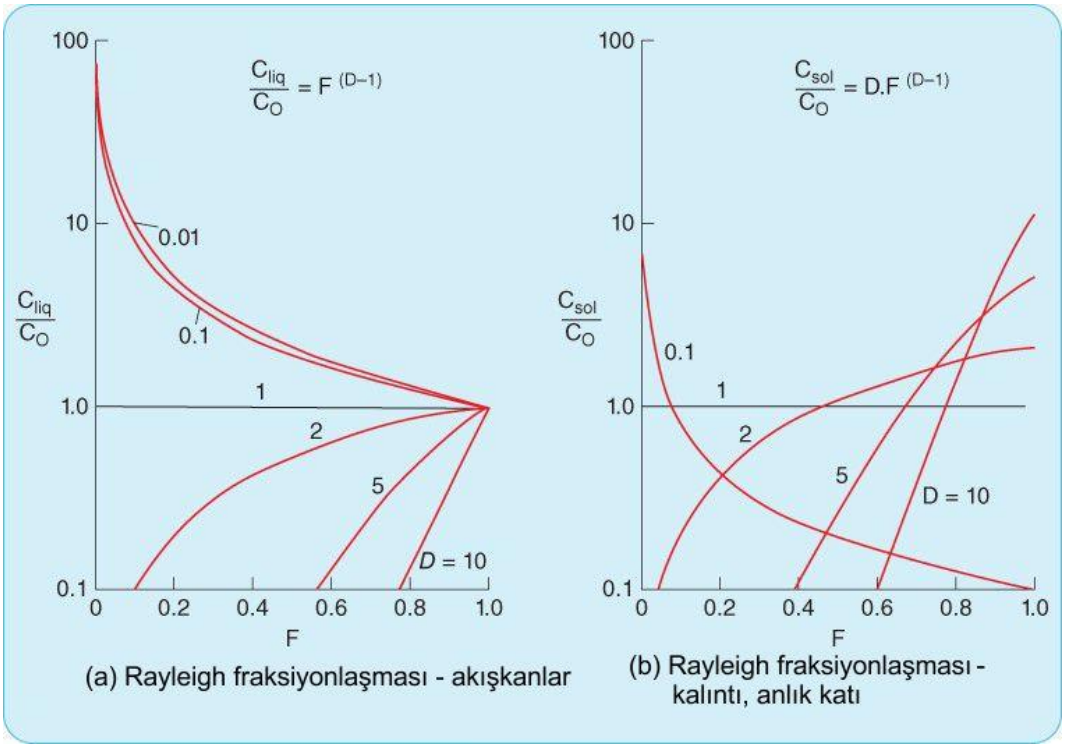
Kristallenmeyi modellemenin birkaç yolu olmakla birlikte en uygun olanı, kristallerin oluşum alanından katı ve sıvı fazlar arasında sadece sınırlı dengeleme ile ayrıldığı durumdur. Böyle bir durumda iz element dağılımları kalıntı magmada (sıvı) iz element derişimi için (1.3 eşitliği) ve kristallenen topluluktaki (katı) iz element derişimi için (1.4 eşitliği) Rayleigh fraksiyonlaşması yoluyla tanımlanabilir:

$$C_{liq}/C_o = F^{(D-1)} \quad (1.3)$$

$$C_{sol}/C_o = D F^{(D-1)} \quad (1.4)$$

Burada C_o: ana sıvıdaki bir iz elementin orijinal derişimi, D: bölümlenen bileşiğin toplam dağılım katsayısı ve F: kalan ergiyiğin ağırlık oranıdır.

Bir magmanın fraksiyonel kristallenmesi sırasında iz element zenginleşmesi ve tüketilme derecesi şekil 1.17'de sunulmuştur. Ana magmadaki orijinal derişime göre kalıntı ergiyikteki uyumsuz bir iz elementin zenginleşmesi şekil 1.17a'da verilmiştir. Burada kristalleşme ilerledikçe bollukların gitgide hızlanarak arttığı görülebilir (yani kalan ergiyik fraksiyonu olan F azalır). Uyumlu elementler



Şekil 1.17 Fraksiyonel kristallenme sırasında iz element dağılımı. (a) Eşitlik (1.3) kullanılarak kalan magmanın (F) fraksiyonunun bir fonksiyonu olarak orijinal ergiyikteki (C_{liq}/C_o) derişimine göre kalıntı magmadaki bir iz elementin zenginleşmesi/tüketilmesi. (b) Eşitlik (1.4) kullanılarak kalan magmanın (F) fraksiyonunun bir fonksiyonu olarak, kristallenen bir topluluktaki (ergiyikten hemen çıkarılmış) bir iz elementin orijinal ergiyik içindeki derişimine (C_{sol}/C_o) göre zenginleşmesi/tüketilmesi (Rollinson, 1993'den).

katı fazlara katıldıklarından dolayı kalıntı ergiyikteki bollukları sürekli azalacaktır. Bununla birlikte, şekil 1.17b kristallenen toplulukta uyumlu bir elementin nispi derişiminin, sadece fraksiyonlaşmanın erken aşamasında oluşan kayalar için zenginleşmiş olacağını göstermektedir. Magma kristallenen topluluğa fraksiyonlaştıkça uyumlu elementlerce hızla tüketileceği için, nispî derişimler de kristallenme ilerledikçe azalacaktır. Rayleigh fraksiyonlaşma denklemleri kristal fraksiyonlaşmasının etkilerinin çok açık olduğu düşük viskoziteli bazaltik magmalara oldukça iyi uygulanır. Daha önce bahsedildiği gibi, granitik magmalar belirgin magmatik katmanlanma göstermezler ve bir yan duvar sınır tabakasının içe doğru çekirdeklenmesiyle katılaşırlar. Kristallenen cephenin magma kalıntısından mekânsal olarak farklı olduğu bu yerinde kristal fraksiyonlaşma tarzı Rayleigh fraksiyonlaşmasına benzer. Fakat iz element dağılımını kontrol eden denklemler aşağıda gösterildiği gibi, katılaşma bölgesi aşamalı olarak odaya hareket ederken magma odasına geri dönen ergiyik fraksiyonunu barındıracak şekilde değiştirilmelidir (Langmuir, 1989):

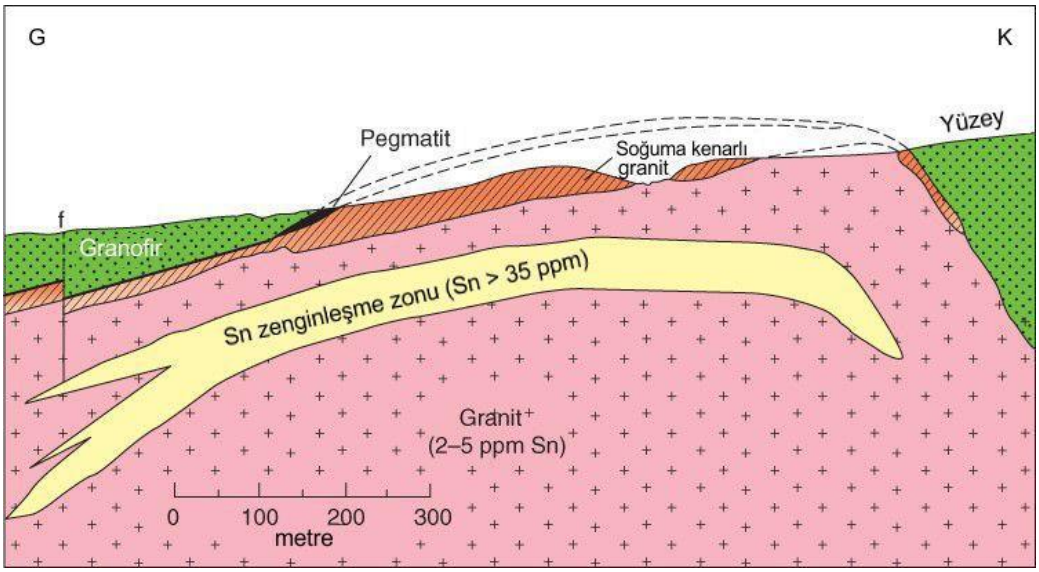
$$C_{liq}/C_o = (M_{liq} / M_o)^{[f(D-1)/(D[1-f]+f)]} \qquad (1.5)$$

Burada M_{liq}: magma odasında kalan sıvı kütlesi, M_o: magma odasının başlangıç kütlesi, f: magma odasına geri dönen katılaşma bölgesindeki sıvının fraksiyonu ve diğer semboller de Eşitlik (1.4) ile aynıdır.

Bu tarz içe doğru ilerleyen katılaşma sırasında uyumlu ve uyumsuz iz elementlerin dağılım eğilimleri esasen Rayleigh fraksiyonlaşmasına benzese de (Şekil 1.17), özellikle düşük f değerlerinde derişim dereceleri uç düzeylerde değildir (Rollinson, 1993). Bu durum granitlerde kristal fraksiyonlaşma etkilerinin mafik intrüzyondan daha az belirgin olduğu gözlemiyle de uyumludur.

Kutu 1.4 Granitlerde Sınır Tabakası Farklılaşması ve Uyumsuz Element Zenginleşmesi: Zaaiplaats Kalay Yatağı, Bushveld Kompleksi

Katmanlı mafik intrüzyonun üstünü örten Bushveld Kompleksi granitleri, büyük sil (sill) benzeri intrüzyonlar şeklinde oluşmakla birlikte, kuvvetli bir şekilde fraksiyonlaşmış ve cevherleşmiş olmalarıyla da bilinirler (McCarthy ve Hasty, 1976; Groves ve McCarthy, 1978). Bushveld granitleri Sn (bunun yanında W, F, Cu, NTE, Ag, Au, U ve Fe) bakımından zenginleşmiş olup, topluluğun daha yüksek oranda farklılaşmış kısımlarında birkaç yatak oluşmuştur. Daha iyi çalışılmış örneklerden biri olan Zaaiplaats kalay madeninde tonajın büyük bir kısmını granit kütlesinin orta kısmında gelişmiş düşük tenörlü, saçınımlı kassiterit (SnO_2) cevherleşmesi oluşturmaktadır (Şekil 1.4.1).

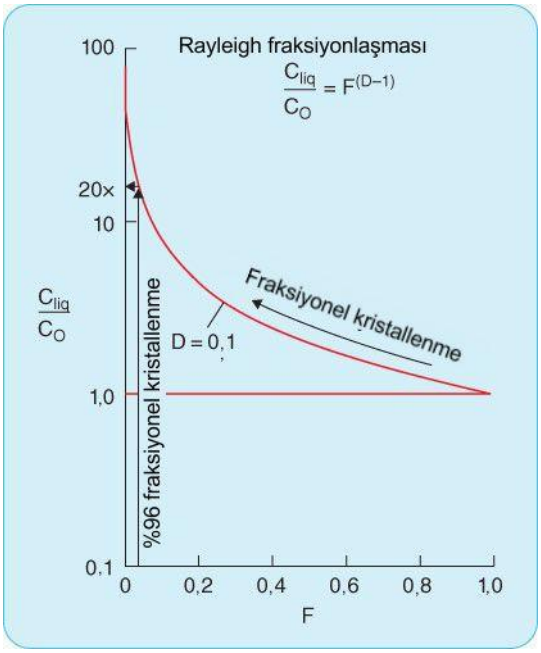


Şekil 1.4.1 Bushveld Kompleksi'nin (Güney Afrika) kuzey kesimindeki Zaaiplaats kalay madeninin basitleştirilmiş kesiti (Coetzee ve Twist, 1989'dan).

Cevher gövdesinden alınan sondaj karotlarına göre hazırlanan enine kesitte granitin merkezine doğru düşük tenörlü saçınımlı (dissemine) kasiterit zonu bölgesi tanımlanmıştır. Bu durum katılaşmanın kenarlardan içe doğru oluştuğu ve Sn'ın sınır tabakası farklılaşmasına benzer süreçler tarafından fraksiyonlaştığı fikriyle tutarlıdır. Bu tür kristal fraksiyonlaşma ve cevher oluşturma süreçleri iz element dağılım modelleri açısından değerlendirilebilir. Sınır tabakası farklılaşması Rayleigh Fraksiyonlaşması [Alt Bölüm 1.4.2'de Eşitlikler (1.3) ve (1.4)] açısından modellenirse,

Kutu 1.4 (Devam)

Zaaiplaats'da Sn'ın kalıntı magmada dissemine zonda gözlenen seviyelere zenginleşmesi için gereken kristallenme derecesi hesaplanabilir. Sn'ın kristallenen granitik magmada uyumsuz olduğu (yani D = 0,1) varsayılırsa, 20'lik zenginleşme faktörüne ulaşmak için %96 oranında kristallenme gereklidir (Şekil 1.4.2). Coetzee ve Twist (1989) Bushveld Kompleksi'nde kalay cevherleşmesinin konak kayası olan cevherleşmemiş granitin 8 ila 14 ppm Sn içerdiğini, oysa Zaaiplaats'taki dissemine zondaki cevherleşmiş kısımların ortalama Sn içeriğinin 270 ppm olduğunu göstermiştir. Bu nedenle, Zaaiplaats'taki dissemine cevherleşme Sn zenginleşmesinin kristal fraksiyonlaşması yoluyla artması ile tutarlıdır. İleri derecede katılaşmadan sonra, kalıntı magmanın Sn içeriği, kasiterit kristallenmesini başlatmak için yeterince zenginleşmiş olmalıdır. Granitlerde kasiteriti stabilize etmek için başka faktörler de gereklidir (Taylor ve Wall, 1992). Bu faktörlerden ikisi fO_2 ve magma bileşimidir (özellikle Na/K oranı). Bu faktörler gerekli zenginleşme derecesi ile birlikte, kasiteritin normal granitlerde nadiren aksesuar bir mineral olarak görülmesini açıklamaktadır. Zaaiplaats'daki granitin yüksek oranda fraksiyonlaşmış olması kalay derişiminin kasiterit kristallenmesini başlatacak seviyeye kadar yükselmesini sağlamıştır.



Şekil 1.4.2 %96 kristalizasyondan sonra Sn gibi uyumsuz bir element (D = 0,1) için beklenen zenginleşme derecesini gösteren Rayleigh fraksiyonlaşma modeli (daha fazla ayrıntı alt bölüm 1.4.2'de verilmiştir).

Granit içinde bir yan duvar sınır tabakasının içe doğru çekirdeklenmesi sırasında oluşan iz element yığışmasına verilebilecek en güzel örnek Güney Afrika'daki Bushveld Kompleksi'nin granitik fazındaki Zaaiplaats Sn yatağıdır (bkz. Kutu 1.4). Tabakalı mafik intrüzyonlarda iz element yığışmasının birçok örneği vardır. Sonraki alt bölümlerde Bushveld Kompleksi, Kambalda ve Sudbury gibi cevher tenörlü Pt, Cu ve Ni yataklarının birikimiyle ilgili bazı karmaşık süreçler tartışılmıştır (bkz. Kutular 1.5-1.8). Magma yenilenmesi veya

kirlenmesi gibi işlemlerin ilave bir etkisi olmadan tek başına kristal fraksiyonlaşmasının Au, Pd ve S'nin önemli ölçüde zenginleşmesine neden olduğu bir duruma örnek, Skaergaard Kompleksi'nin Platinova Resifleri'dir. Şekil 1.15'de, bu potansiyel cevher tenörlü kıymetli element zenginleşmesinin Orta Zon'un tepesine doğru ortaya çıktığı ve magma odasının önemli bir kısmının kristallenmesinden sonra oluştuğu görülmektedir. Au, Pd ve S'nin erken oluşmuş (baskın olarak plajiyoklaz, olivin ve piroksen, daha az oranda manyetit ve apatit içeren) kristallere göre uyumsuz karakteri, kalıntı magmada bu metallerin giderek zenginleşmesine neden olmuştur (Anderson vd., 1998). Kükürt derişimi doygunluğa ulaştığında (Skaergaard magmasında ağırlıkça %0,16 ile 0,3 arasında olduğuna inanılıyor) metaller bir Au-Pd alaşımı olarak çökelmiş ve bu seviyedeki normal kümülüs mineral topluluğu aralarındaki magmatik sülfit mineralleri arasında interstisyel olarak daha fazla yoğunlaşmıştır. Skaergaard magmasının gittikçe artan kristal fraksiyonlaşmasından kaynaklanan Au ve Pd zenginleşmeleri her bir metal için yaklaşık 2 ppm olup, Platinova Resifleri'nde cevher seviyesinde yaklaşık 90 milyon ton potansiyel olduğu tahmin edilmektedir (Anderson vd., 1998).

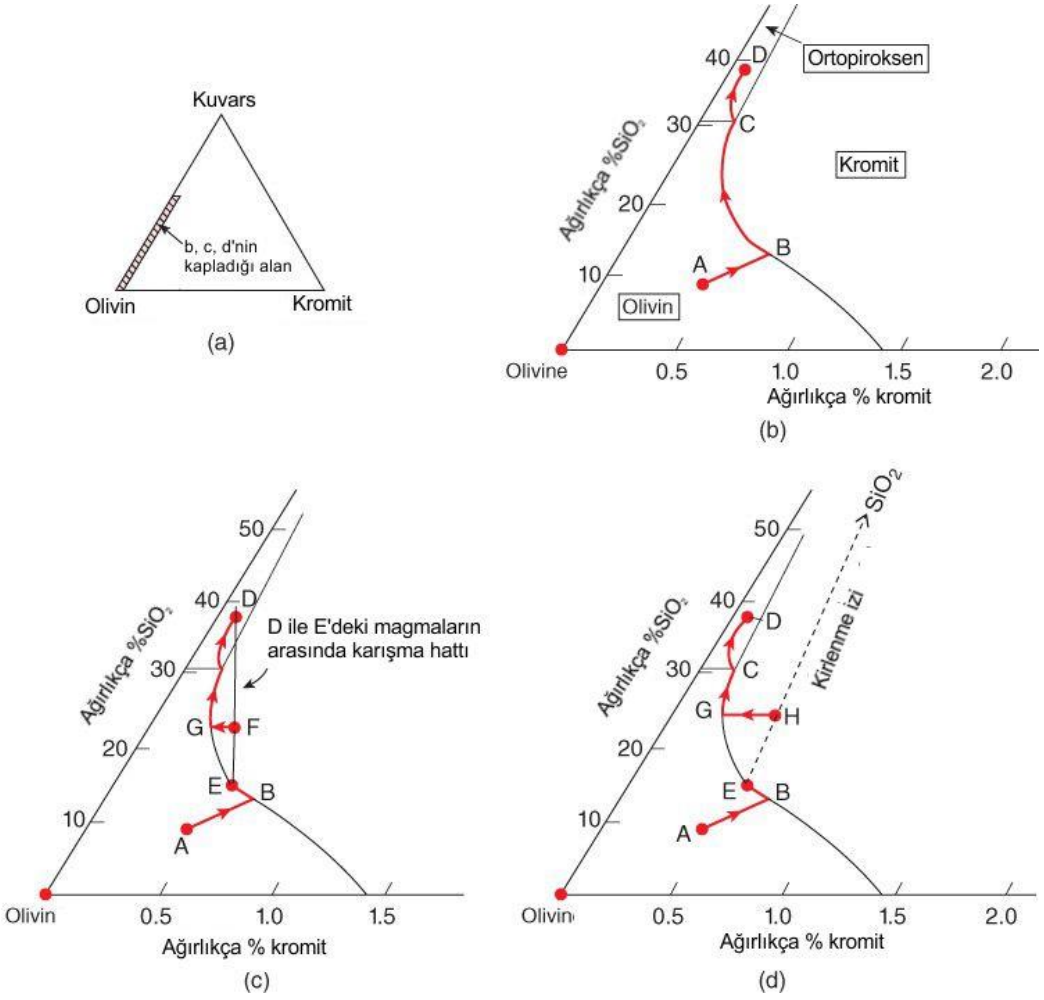
1.4.3 Fraksiyonel Kristallenme ve Tek Mineralli Kromit Katmanların Oluşumu

Kristal çökelmesi, konvektif akış ve yoğunlukla oluşmuş katmanlar arasında difüzyonla ilişkili kimyasal ayrımlanma karakteristik olarak yataya yakın, çok katmanlı mafik intrüzyonlarda iyi gelişmiş katmanlaşmaya yol açan süreçlerdir (McCarthy vd., 1985). Bununla birlikte, bu süreçler dünyadaki birçok katmanlı mafik intrüzyonlarda cevher kütlesi oluşturan önemli tek mineralli kromit veya manyetit katmanlarının nadir gelişmesini açıklamamaktadır. Bu süreçler ofiyolit komplekslerinin litosferik kısımlarında meydana gelen büyük kromitit merceklerinin oluşumunu da açıklamazlar. Bu bölümde mafik kümülat kayalarında masif kromitit katman ve merceklerinin oluşum süreçleri hakkında bazı bilgiler verilmiştir.

Çok büyük Cr ve Fe-V cevher rezervlerine sahip, genellikle 0,5-1 m kalınlığında ve onlarca kilometre boyunca yanal olarak uzanan monomineralli kromit veya (vanadyum bakımından zengin) manyetit tabakaları içeren çok sayıda mafik intrüzyon vardır (bkz. Kutu 1.5). Güney Afrika'daki Bushveld Kompleksi ve Zimbabwe'deki Great Dyke bunlara örnek olarak verilebilir. %90'a kadar tek bir oksit minerali (kromit veya manyetit) içeren bu tür monomineralli tabakaların oluşumu için silikat minerallerinin (olivin, piroksen ve plajiyoklazın baskın olduğu) normal kristallenmesinin aniden sonlandırılması ve likidus eğrisi üzerinde sadece tek bir oksit fazının olduğu kısa bir ara ile yer değiştirilmesi gerektiği düşünülmektedir. Kromitit tabakalarının oluşumu ile ilgili bu süreç Irvine (1977) tarafından basit şekilde açıklanmıştır.

1.4.3.1 Irvine Modeli

Deneysel çalışmalara dayanan Irvine modeli sadece olivin-kromit-kuvars uç elemanlarının üçlü bir grafikte gösterildiği bir bazaltik sistem için faz diyagramının bir kısmına odaklanır (Şekil 1.18a). Başlangıç bileşimi A'da olan bazaltik bir magmadaki normal kristallenme serisi (Şekil 1.18b) likidus üzerinde tek mineral olarak olivin ile başlayacak ve bunun çökelmesi dünitik bir kümülat kayasının oluşumuyla sonuçlanacaktır. A'daki magma bileşiminden olivinin çıkması, magma bileşiminin olivin uç üye bileşiminden uzaklaştığı ve B'deki kotektik faz sınırına doğru ilerlediği bir değişikliğe neden olacaktır. B'de az miktardaki kromit (yaklaşık %1) olivin ile birlikte kristalleşmeye başlayacak ve sonra magma bileşimi kotektik boyunca C'ye doğru evrilecektir. B-C kristalleşme aralığı boyunca olivin + kromitin kotektik oranlarının birikmesi elverişli bir krom yatağı olarak tanımlanamayacak bir kümülat kayası ile sonuçlanır. C'de magmanın SiO_2 içeriği olivin ve kromitin artık kararlı likidus topluluğu olamayacağı bir seviyeye yükselmiş olup, ortopiroksen bronzitit kümülat kayacı oluşturmak üzere kristallenmeye başlar. Bu



Şekil 1.18 (a) Kuvars-olivin-kromitin üçlü sisteminin bir kısmını; (b) mafik bir magmadaki kristallenmenin doğasını; sadece kromitin kristalleşmesini teşvik eden mekanizmalar olarak (c) magma karışımı ve (d) magma kirliliğinin meydana geldiği senaryolar (Irvine, 1977'den).

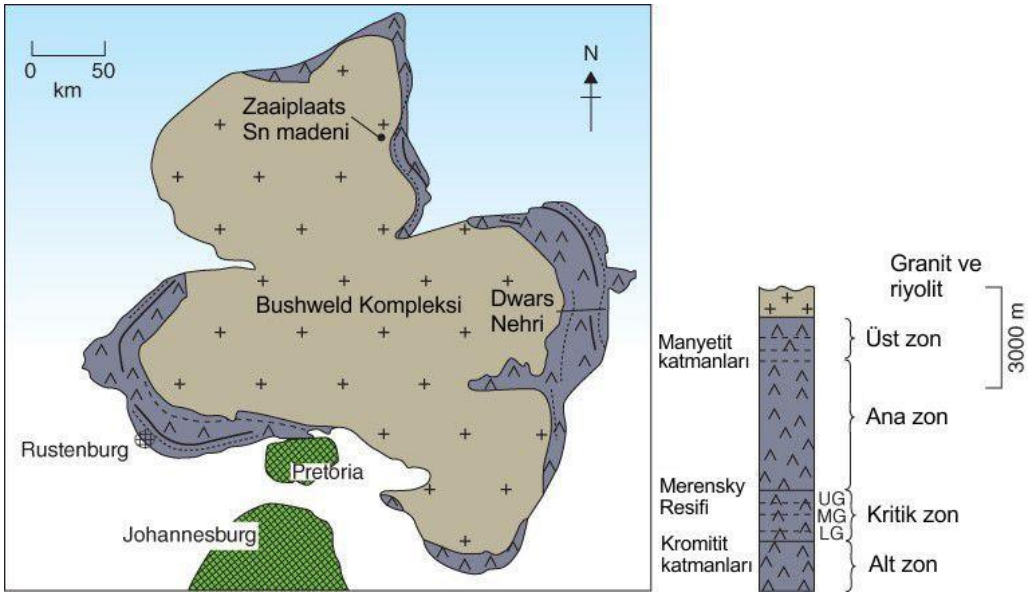
aşamadan itibaren magma bileşimi D'ye doğru gelişir. Devam eden fraksiyonel kristallenme sonunda ortopiroksen ile birlikte plajiyoklazın likidus üzerinde görünmesine yol açar. Ancak, feldispat bileşimleri burada gösterilen basitleştirilmiş faz projeksiyonuna yansıtılmamıştır. Bu kristallenme dizisi bir kromit damarının oluşumuna yol açmaz; kromit sadece erken oluşmuş olivin kümülatlarında bir aksesuar faz olarak ortaya çıkar.

Ekonomik olarak elverişli bir maden yatağı haline gelebilecek bir monomineralli kromitit tabakasının oluşumu için, yukarıda açıklanan normal kristallenme dizisinin bozulması gerekir. Normal kristallenme dizisini bozmanın bir yolu, mesela D noktasında E'deki bir bileşime sahip (yani orijinal başlangıç sıvısı kadar ilksel olmayan yeni bir magmanın) magma odasına girmesi ve evrilmiş sıvı ile karışmasıdır (Şekil 1.18c). Bu karışımın DE

boyunca tam olarak nereye oturacağı birbiriyle karışan D ve E'nin göreceli oranlarına bağlı olacaktır (Şekil 1.18c'de kesikli çizgi DE ile temsil edilmiştir). DE boyunca bu karışımın yerinin tam olarak neresi olduğu, birbirine karıştırılan D ve E'nin görece oranlarına bağlıdır. Çoğu karışım için (örneğin Şekil 1.18c'de F noktasında) magma bileşimi kromitin stabilite alanı içinde yer alır ve kısa bir kristallenme aralığı için (F'den G'ye) karışımdan sadece kromit kristallenir. Yoğunluğu nispeten yüksek olan kromit oldukça etkin bir şekilde çökelebilir ve magma odasının tabanında tek bir monomineralli kromit tabakası oluşabilir. Bushveld Kompleksi'ni oluşturan çok büyük magma odalarında böyle bir katmanın kristallenmesi potansiyel olarak geniş krom kaynaklarını içeren bir cevher kütlesinin oluşmasına yol açabilir. Bu süreçler Murck ve Campbell (1986) tarafından deneysel olarak teyit edilmiştir.

Kutu 1.5 Kristal Fraksiyonlaşması ve Monomineralik Kromit Katmanlarının Oluşumu: UG1 Kromitit Damarı, Bushveld Kompleksi

Bushveld Kompleksi 65.000 km²'nin üzerinde bir alanı kaplayan dünyanın en büyük katmanlı mafik intrüzyonudur (Şekil 1.5.1). Bu kompleks aynı zamanda dünyadaki kromit rezervlerinin de önemli bir kısmını (%75'ten fazlasını) içerir. Bushveld Kompleksi'nin Kritik Zonu'nda birkaç ana kromitit damarı (en az 14 adet) oluşmuş ve bunlar Alt Grup (AG1'den AG7'ye), Orta Grup (OG1'den OG4'e) ve Üst Grup (ÜG1'den ÜG3'e) şeklinde üç gruba ayrılmıştır. AG6 kromitit damarı üretim ve rezervler açısından en önemli olanıdır ve kompleksin hem batı hem de doğu kısımlarında 160 km'den fazla izlenebilir.



Şekil 1.5.1 Bushveld Kompleksi'nin basitleştirilmiş jeolojik harita ve kesiti. Kritik Zon'daki kromitit katmanları veya damarların dağılımı, PGE bakımından zengin Merensky Resifi ve Üst Zon'un tabanındaki vanadyum bakımından zengin manyetit damarları. Ayrıca, katmanlı mafik intrüzyonu örten granit ve riyolitin dağılımı da gösterilmiştir.

Kutu 1.5 (Devam)

Alt Bölüm 1.4.3'de monomineralik kromitit katmanlarının katmanlı bir mafik intrüzyonda nasıl oluşabileceği özellikle Irvine modeli üzerinden tartışılmıştır. Konak kayası olivin ve ortopiroksen kümülatlarından ziyade anortozit olması ve ayrıca Bushveld Kompleksi'nin doğu kısmındaki Dwars Nehri'nin bir boğazında muhteşem bir şekilde açığa çıkmasından dolayı (Şekil 1.5.2), ÜG1 kromitit tabakası özellikle ilgi çekicidir. ÜG1, özel açıklama gerektiren bazı ilgi çekici özellikler sunar. ÜG1'in ilginç yönlerinden biri, damarın çatallanma şeklidir. Damar bazı kesimlerde kümülatif kalınlığı tek damarınkine benzer olan birkaç ince tabakaya ayrılır. Kromitit bölünmeleri anortozit katmanların kubbe yapılarına doğru kalınlaştığı alanlarda meydana gelir ve çatallanmalar kubbenin çekirdeğine doğru açılır. Nex (2002) bunu kromitin normal kristallenmesinin ve çökelmesinin (Irvine'in modeline göre) magma-kümülat ara yüzünde püsküren bir plajiyoklaz feldispatı ve ergiyik bulamacı oluşturmak üzere taban blok kristalen yapısının sıvılaşmasıyla kesintiye uğradığını öne sürerek açıklamıştır. Bulamacın aşağıdan yukarıya doğru birikmesi anortozitteki kubbe yapılarının oluşumundan sorumludur ve aynı zamanda kromit taneciklerinin yukarıdan aşağıya çökelmesini seyreltmeye yardım eder. Bu nedenle, taban duvarı kümülatlarının sıvılaşması, anortozitlerin kubbesi ile kromitit tabakalarının ayrılması arasında bir korelasyon vardır. Bu tür bir özellik, diğer birçok ilgi çekici doku ve ilişki ile birlikte, magma odalarındaki kristallenme süreçlerinin çok karmaşık olabileceğini göstermektedir.



Şekil 1.5.2 Doğu Bushveld Kompleksi'ndeki Dwars Nehri'nde açığa çıkan çoklu kromitit damarları (fotoğraf izni: Paul Nex).

Magma bileşimi kotektikte G noktasına ulaştığında (sadece kromitin ayrılmasından sonra) kristallenmeye yine olivin hakim olacak ve kromit damarının tavan bloğunda oluşan kayalar yine sadece aksesuar miktarlarda kromit içerecektir. Ayrıca, E noktasındaki (veya o madde için kotektik boyunca herhangi bir yerdeki) magmanın silisli malzeme ile (belki de magma odasının tabanını veya çatısını oluşturan kabuk malzemesinin asimilasyonu ile) kirlendiği yerde magma bileşimini kromit alanına zorlamanın başka bir yolu şekil 1.18d'de gösterilmiştir. Kirlenmiş magma E'yi üçlü diyagramın SiO_2 tepesine birleştiren karışım hattı boyunca bir bileşime sahip olacaktır. Bu bileşim aynı zamanda geçici olarak kromit alanında kalır ve tek mineralli bir kromit kümülat tabakasının (H ve G arasında) oluşumuyla sonuçlanır. Sonuçta tek mineralli manyetit tabakalarının da oluşabilmesine yol verecek çok sayıda normal sıvı iniş hattını bozma ve kristallenmenin farklı bir aşamasında kromit benzeri süreçler gibi tek bir mineral fazı kristallenmesini teşvik eden mekanizmalar olduğu açıktır.

1.4.3.2 Kromitit Katmanlarının veya Merceklerinin Oluşumu İçin Diğer Mekanizmalar

Irvine modeli kromitit katmanlarının birçok özelliğini açıklasa da, tüm durumları açıklamada yeterli değildir. Monomineralli katmanların veya merceklerin birikimiyle ilgili olabilecek birkaç başka mekanizma daha vardır. Deneysel olarak doğrulanmış olan olası iki model kristallenen magmanın oksijen fugasitesi (fO_2) ve toplam basıncındaki (P_{top}) değişiklikleri içerir.

fO_2'deki bir artış kromitin stabilitesini destekleyecek ve muhtemelen mineralin bir süre tek başına kristallenmesini sağlayacaktır (Ulmer, 1969). Magmada fO_2'nin artması, aşağıdaki denklemde ifade edildiği gibi, bir devolatilizasyon reaksiyonu ile sağlanabilir (Lipin, 1993'ten):

$$4FeCO_3 \leftrightarrow 2Fe_2CO_3 + 4CO + O_2 \qquad (1.6)$$

Burada çözeltideki CO_3^{-2} parçalanarak karbon monoksit ve serbest oksijen oluşturur. Bununla birlikte, bazalttaki baskın karbon türü CO yerine CO_2 olduğundan, bir magmanın kolayca oksitlenmesi olası değildir ve bu süreç genellikle kromit birikimini açıklamada kullanılamaz.

Bunun tersine, magmada P_{top}'daki küçük artışların bazaltik odalarda kolaylıkla meydana geldiği gösterilmiştir. Kilauea yanardağındaki (Hawaii) gözlemler CO_2 açığa çıkması ve buhar kabarcıklarının magma odasında yukarı doğru yükselmesi sırasında genişlemesi sonucu magma odasının tavanında (0,25 kbar'a kadar) bir basınç artışı olabileceğini göstermiştir (Bottinga ve Javoy, 1990; Lipin, 1993). Magma odası içinde toplam basınçtaki bir artış, olivin ve kromit arasındaki faz sınırının, kromit fazının alanı genişleyecek şekilde kaydırılmasına yol açacaktır. Kromit, ortam basıncı tekrar sağlanana kadar (magma, uçucu maddeler veya her ikisinin çıkışı ile) tek başına kristalleneceğinden, bu gelişme Irvine modelinde tahmin edilenle aynı etkiye sahip olacaktır. Bu mekanizma Stillwater Kompleksi'nde (Montana) kromitit tabakalarının oluşumu için önerilmiştir. Burada, CO_2 akışı ve buna bağlı basınç artışının odaya yeni magma girişine eşlik ettiği ileri sürülmüştür (Lipin, 1993). Bir magmadan uçucu maddelerin ve sıvıların çözünerek ayrılması (eksolüsyonu) Bölüm 2'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Ofiyolitlerdeki podiform kromititler tabakalı mafik intrüzyonlardaki yataklar kadar büyük olmamakla birlikte, dünyanın birçok yerinde önemli kaynaklar oluştururlar. Bu kromitit cevherleri genellikle, yoğun biçimde deforme olmuş dünitik ve harzburjitik konak kayalar içinde düzensiz, tabakalıdan uyumsuz merceklere kadar değişik şekillerde bulunurlar. Ayrıntıda kromit ve olivinin nodüler ve orbiküler birliktelikleri ile karakterize edilen cevher dokuları, iki magmanın karışmasının kromitit cevherlerinin kristallenmesine yol açtığını göstermektedir. Ballhaus (1998) kromit cevherleşmeleri düşük viskoziteli olivin normatif ergiyikler ile daha silisli, daha yüksek viskoz bir magma ile karıştığı okyanusal litosferdeki zonları temsil ettiğini öne sürmüştür. İki ergiyik fraksiyonu en azından

kromitit cevherinin birikmesi için geçen süre boyunca ayrılmış olarak kalır. Termodinamik nedenlerden ötürü kromit, kristaller başlangıçta metastabil sıvı ara yüzey boyunca [burası karışmanın küçük ölçekte gerçekleştiği ve Irvine modeline (Şekil 1.18) uyan yer] oluşacak ve tüm küre boyunca ilerleyecek şekilde, öncelikle ultramafik ergiyiklerden çekirdeklenir. Kromit çekirdeklenmesinin meydana gelmediği silisli magmadan kromun difüzyonu sıvı ara yüz boyunca ultramafik ergiyik küreciklerine de gerçekleşir ve bunun sonucunda ultramafik ergiyik küreciğinin yerini tamamen kromitit alabilir. Silisli magma bir krom rezervuarı görevi gördüğünden, en zengin cevherlerin, içinde kromitit birikiminin meydana geldiği ultramafik küreciklerin hacminin ultramafik ergiyik küreciklerinin hacmine göre nispeten büyük olduğu durumlarda ortaya çıktığı kabul edilir.

1.4 Kristal Fraksiyonlaşması Süreci Olarak Filtre Preslemesi

Magmanın katılaşması sırasında kristal fazların kalıntı ergiyikten ayrılması, genellikle magmadan daha yüksek veya daha düşük yoğunluklu kristallerin çökeldiği veya yatay olarak tabakalı kümülat kayaları oluşturmak üzere yüzdüğü veya çöktüğü yerçekimsel ayrımlanmaya bağlanır. Kristal ergiyik ayrımlanmasının meydana gelebileceği diğer bir mekanizma da filtre preslemesi olarak bilinen işlemdir. Kısmen katılaşmış bir magma odasında, küçük boşluk veya aralıklarda kristallerin birikmesini sağlayan kalıntı magma, basınç yoluyla üstteki kristalleşmemiş magma veya yerli kayadaki kırıklar gibi daha düşük basınçlı bölgelere itilebilir. Bu işlemin suya doymuş ergiyiklerin hidrolik çatlama sırasında gelişen bitişik çatlaklara filtre ile sıkıştırıldığı daha viskoz, evrilmiş granitik magma odalarında bile geçerli olduğu düşünülmektedir.

1.4.4.1 Konak Kayası Anortozit Olan Ti-Fe Yatakları

Kuzey Amerika'dan Sveconorwegian bölgesinde yer alan Paleohelikyen ve Grenvilyen Orojenleri'nde yer alan Mezoproterozoyik yaşlı büyük masif-anortozit intrüzyonları magmatik kökenli Ti ve Fe yataklarına ev sahipliği yapmaktadır (Force, 1991a; Gross vd., 1997). New York Eyaleti'nin (ABD) Adirondacks bölgesindeki Sanford Gölü, Quebec Eyaleti'nin (Kanada) Allard Gölü bölgesindeki Lac Tio yatağı ve güney Norveç'teki Tellnes yatağı bu tür yatakların iyi bilinen örneklerindendir. Bu yataklar genellikle orojenik döngünün geç tektonikten genişleme aşamalarına değişen aralıkta yerleşmiş, esas olarak anortozit, gabro, norit ve monzonit kayalarından oluşan, farklılaşmış büyük intrüzif komplekslerle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Mineralojik olarak değişken olmasına rağmen, ekonomik olarak daha önemli olan kategori, ana cevher mineralleri olarak ilmenit-hematit içeren andezin anortozit (veya Adirondack tipi) tipidir. Ti-Fe oksit cevheri birikimleri ya intrüzif komplekslerin içinde stratiform katmanlar ve saçılımlar olarak ya da daha masif, daha yüksek dereceli, bunları kesen veya dayk benzeri kütleler olarak meydana gelirler.

Bu yataklar yerinde kristal fraksiyonlaşmasının ürünüdürler. Plajiyoklaz ağırlıklı bir kristal topluluğunun erken ayrılması, kalıntı magmalarda Fe ve Ti zenginleşmesine neden olur; bu da ferrogabro veya ferrodiyorit oluşturacak şekilde kristallenir. Titanlı manyetit veya hemo-ilmenit (magma bileşimine bağlı olarak) aynı zamanda oda tabanında kristal çökelmesi ve birikmesi ile oluşan dissemine tabakalarla kristallenir. Daha masif uyumsuz kütleler bir Fe-Ti oksit mineral bulamacının preslenmesinin ürünü olarak kabul edilirler. Bulamaç genellikle büyük ölçüde pekleşmiş anortozit kompleksin kenarları boyunca intrüzif bir kütle oluşturarak veya bölgede konak kayalardaki çatlaklar ve breşlerde yoğunlaşır. Misal olarak, Tellnes cevherleri 14 km uzunluğundaki daykın bir parçasını oluşturur (Gross vd., 1997). Lac Tio cevher kütlesi yaklaşık 1100 m uzunluğunda ve 1000 m genişliğinde düzensiz, tabla şeklinde bir intrüzif kütledir. Tutarsız bir tabakalaşma sergileyen bu kütle çoklu intrüzyonlar için iyi bir kanıt oluşturur ve bu da magma karışmasına ve ayrıca kompleksin farklı soğuma aşamalarında hematit-ilmenitin kristallenme-

sine neden olur (Charlier vd., 2010). Magma karışımı esas olarak magma kanalı tarafından temsil edilen dinamik bir ortamda meydana gelmiştir ve Fe-Ti zenginleşmeleri Bushveld ve Great Dyke gibi mafik katmanlı komplekslerde olduğundan daha gelişigüzel bir şekilde dağılmıştır.

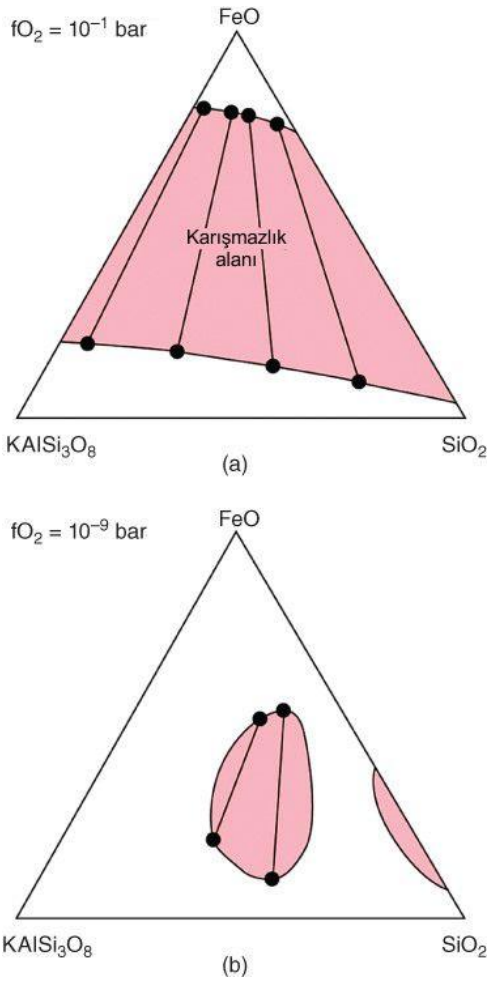
1.5 Cevher Oluşturan Bir Süreç olarak Sıvı Karışmazlığı

Sıvı karışmazlığı başlangıçta homojen olan bir magmadan bir arada bulunan iki sıvı fraksiyonunun ayrılmasıdır. İki fraksiyon mineralojik olarak benzer (silikat-silikat karışmazlığı) veya çok farklı (silikat-oksit, silikat-karbonat veya silikat-sülfit karışmazlığı) olabilir. Karışmazlık olayının en iyi gözlendiği yer, hızlı soğuma nedeniyle ayrımlanmış ürünlerin yeniden homojenleşmesini engellediği ekstrüzif kayalardır. Örneğin, Philpotts (1982) bir toleyitik bazaltta kümülüs mineralleri arasındaki boşlukta bileşimi farklı iki cam tespit etmiştir. Esasen bu iki cam bileşimi bir yandan granitik iken, diğer yandan piroksen, manyetit-ilmenit ve apatit içeren alışılmadık bir mafik topluluktur. Hawaii'deki Kilauea yanardağının Ağustos 1963 patlaması doğrudan gözlemlenebilir bir sülfür ergiyiğinin soğuyan bazaltik bir magmadan ayrıldığı başka bir sıvı karışmazlık türünün kanıtını sağlamıştır (Skinner ve Peck, 1969). Minnesota'daki Duluth Kompleksi birkaç küçük masif Cu-Ni sülfit cevherleşmesi oluşumunun yanı sıra nelsonitler olarak adlandırılan nadir ilmenit-manyetit-apatitin (oksitten apatite yaklaşık 2:1 oranlarında) uyumsuz kütlelerini içerir. Bu oluşumların hem sülfür hem de Fe-Ti-P karışmayan fraksiyonların Duluth magmadan ayrıldığına ve bunların karışmayan ürünlerin bileşimsel bir sürekliliğini temsil ettiğine dair kanıt sağladığı düşünülmektedir (Ripley vd., 1998). Oluşumunu kanıtlamak zor olsa da, karışmazlık mafik magmalarda cevher oluşturma süreci olarak önemlidir. Bu süreç Bushveld Kompleksi'ndeki (Güney Afrika) Merensky Resifi'nin PGE sülfit yatakları ve Batı Avustralya'da Kambalda'daki (Kutu 1.6) ve Ontario'da Sudbury'deki (Kutu 1.8) Ni-Cu sülfit cevherleri gibi büyük ve önemli yatakların oluşumuna yol açabilir (Kutu 1.7). Karışmazlık aşağıda silikat-oksit ve silikat-sülfür karışmazlığına vurgu yapılarak değişik birçok durum için ele alınmıştır.

1.5.1 Silikat-Oksit Karışmazlığı

Olağandışı ve uyumsuz manyetit-apatit veya ilmenit/rutil-apatit (nelsonit) kütlelerinin tercihli olarak bazı alkalen kayalarla ve anortozit kompleksleriyle ilişkili olduğu bilinmektedir. Erken dönem deneysel çalışmalar, biri yaklaşık 2:1 oranında manyetit ve apatit karışımı oluşturmak için hızlı soğurken, diğeri diyoritik bileşime sahip bir kaya oluşturan iki karışmaz sıvı oluşturmanın mümkün olduğunu göstermiştir (Philpotts, 1967). Daha ileri deneysel çalışmalar yüksek fO_2 koşulları altında geniş bir kaya bileşimi yelpazesi için karışmayan bir FeO ergiyiğinin felsik bileşimli bir magmadan ayrıldığını göstermiştir (Naslund, 1976). Örneğin, atmosferik fO_2 koşullarında $KAlSi_3O_8$-SiO_2-FeO sisteminde (Şekil 1.19) önemli bir karışmazlık boşluğu olmakla birlikte, daha indirgeyici ortamlarda boşluk büyük ölçüde azalır. Karışmazlık yüksek derişimler P, Ti ve Fe içeren magmalarda artsa da, artan Ca ve Mg ile birlikte alan azalır (Naslund, 1983).

Oksitlenmiş demir açısından zengin magmaların biri Fe'ce zengin diğeri daha normal silikat bileşimi olan iki karışmaz sıvıya ayrılabileceği gözlemi, doğada Fe ve Ti açısından zengin magmatik segregasyonların oluşumuyla ilgilidir. Yavaş soğumuş plütonik kayalarda karışmazlık ürünleri gözlenmeyecek şekilde, ayrımlanmış sıvıların yeniden homojenleşmesinden büyük ölçüde emilim reaksiyonları sorumludur. Bununla birlikte, ekstrüzif magmalarda hızlı soğuma meydana



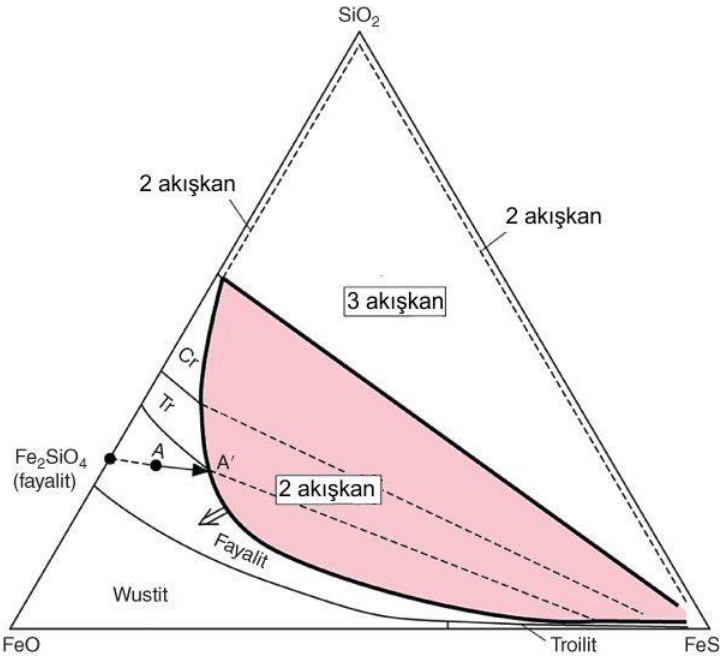
Şekil 1.19 Değişken oksijen fugasitesi koşullarında felsik magmalarda bulunan "karışmazlık boşluğunun" (gölgeli alan) doğası. Bağlayıcı çizgiler bir arada bulunan sıvı bileşimlerini gösterir (Naslund, 1976'dan).

gelebilir veya daha yoğun bir oksit sıvısı magma odasının farklı bir bölümüne veya kırıklı yerli kayaya zorla enjekte edilmek üzere silikat eşdeğerinden ayrılabilir. Böylesine karışmayan Fe veya Ti bakımından zengin bir akışkan ayrı bir magma veya lav akışı oluşturabilir. Bu örnek, kuzey İsveç'in Kiruna bölgesindeki önemli manyetit-hematit-apatit cevherlerini anlamak için teorik bir temel sağlayabilir (Freitsch, 1978; Hildebrand, 1986; Nyström ve Henríquez, 1992). Andezitik lavlardan ayrılan karışmayan manyetit lav akışının varlığını gösteren bir başka örnek, kuzey Şili'deki El Laco yanardağında ortaya konmuştur (Naslund vd., 2002). Hem Kiruna hem de El Laco vakalarında demir cevherlerinin kökeni hakkında önemli tartışmalar olduğunu hatırlatmakta yarar vardır. Özellikle de ikinci örnekteki Fe cevherleşmesi için bir hidrotermal köken öneren kapsamlı bir vakıa analizi yapılmıştır (Rhodes ve Oreskes, 1999; Sillitoe ve Burrows, 2002). Deneysel olarak kanıtlanmış olmasına rağmen ekonomik cevher oluşturma süreci olarak silikat oksit karışmazlığı kavramı hala tartışmalıdır.

1.5.2 Silikat-Sülfit Karışmazlığı

Silikat-oksit karışmazlığı süreci ile karşılaştırıldığında, doğada gerçekleşme konusunda bazı tartışmalar olsa da, mafik magmalarda silikat-sülfit karışmazlığının varlığı magma kristallenmesinin bir özelliği olarak geniş çapta kabul edilmektedir. SiO_2-FeO-FeS (MacLean, 1969) sistemindeki deneysel veriler silikat sıvısının önemli bir bileşim aralığında sülfit sıvısı ile bir arada bulunabileceğini doğrulamaktadır (Şekil 1.20; iki sıvılı alan). Şekil 1.20'de A noktasında Fe'ce zengin olivinin (fayalit) kristallendiği magma A-A' boyunca gelişecek ve sonunda kalıntı ergiyik eşlenik silikat ve sülfit ergiyiklerini içeren iki sıvı faz sınırıyla kesişecektir.

Kükürt çoğu magmada sülfit (S^{-2}) olarak çözünür, ancak daha oksitlenmiş ergiyiklerde (fO_2 > FMQ) sülfat iyonu (SO_4^{-2}) giderek daha önemli hale gelir (Jugo, 2009). Aşağıdaki tartışmalarda "çözünürlük" bir magmanın sülfite doygun olduğu durumdaki kükürt içeriği olarak tanımlanır (yani, silikat ergiyiğinde bir sülfit sıvı damlacığı ilk kez ortaya çıktığında). Sülfit olarak kükürt, ferröz demire bağlı oksijenin yerini alarak magma içinde çözünür. Sülfür çözünürlüğü bu nedenle magmadaki FeO aktivitesinin bir fonksiyonudur. Ancak, aynı zamanda oksijen fugasitesi (fO_2) tarafından kontrol edilir ve fO_2 arttıkça azalır (MacLean,



Şekil 1.20 SiO_2–FeO–FeS sisteminde deneysel olarak oluşturulan faz dengeleri. Bir arada bulunan silikat ve sülfit sıvılarının alanı kesikli çizgi ile gösterilmiştir. Magmanın oksidasyonu faz sınırını çift okla gösterilen yöne kaydırır ve iki sıvının alanını genişletir. A bileşimi ve kristallenen fayalit ile temsil edilen bir magma A–A ′ çizgisi boyunca gelişecektir. Kuvars fazları tridimit (Tr) ve kristobalit (Cr) ile temsil edilir (MacLean, 1969'dan).

1969). Sülfür çözünürlüğü magma aşamalı olarak kristallendikçe değişir ve sülfit doygunluğu sülfür içermeyen fazlar ergiyikten çıkarıldıkça veya magmadaki ferröz demir miktarında bir azalma (örneğin, Fe'ce zengin fazın ekstraksiyonu sırasında meydana gelebilecek; bkz. Şekil 1.20) ile elde edilebilir. Daha sonra gösterileceği gibi, dışarıdan türemiş kükürt eklenmesi veya yeni magmanın girişi gibi diğer faktörler de doygunluğu ve karışmayan bir sülfit fazının oluşumunu sağlayabilir.

Kilauea yanardağındaki bazaltik magmadan ayrımlanan karışmaz sülfit ergiyiği yaklaşık %61 Fe, %31 S, %4 Cu ve %4 O içermektedir. Daha sonra pirotin, kalkopirit ve manyetit gibi mineraller oluşturmak üzere katılaşmıştır (Skinner ve Peck, 1969). Bu şekilde oluşan ayrımlanmış sülfit ergiyikleri baz (Cu, Ni, Co) ve değerli metal (Au, Pt) cevherleri gibi hem kalkofilik hem de siderofilik eğilimlere sahip metalleri zenginleştirmek için önemli bir potansiyele sahiptir; çünkü bu metaller sülfit fraksiyonuna bölümlenecektir (Li ve Naldrett, 1994). Mafik ve ultramafik magmalarda karışmaz bir sülfit fraksiyonunun gelişimi ile ilişkili çok sayıda büyük ve önemli maden yatağı vardır (bkz. Kutular 1.5-1.7). Tüm bu yatakların oluşumunun merkezinde üç temel adım vardır:

- önemli miktarda karışmayan bir sülfit ergiyik varlığı
- sülfit fraksiyonunun büyük hacimde silikat magma ile etkili bir şekilde dengelenebileceği koşulların meydana gelmesi ve
- karışmaz sülfür damlacıklarının tek bir kohezif katman halinde etkin bir şekilde birikmesi.

Bu nedenle, maden yataklarının silikat-sülfit karışmazlığı sırasında oluştuğu süreçler karmaşık ve çok yönlüdür ve aşağıdaki bölümde daha ayrıntılı biçimde ele alınmıştır.

1.6 Mafik Magmalardaki Cevherleşme Süreçlerinin Ayrıntılı Değerlendirmesi

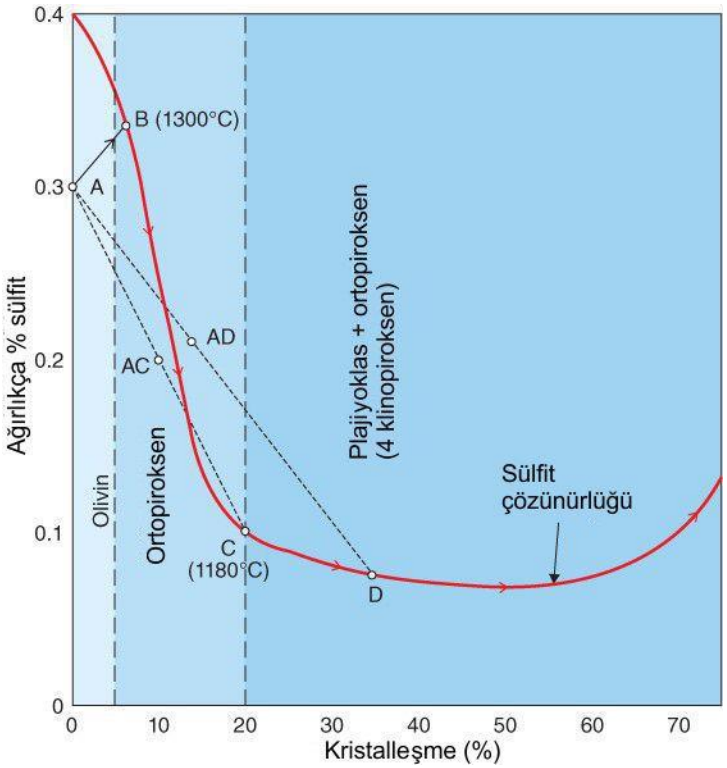
1.6.1 Sülfit Çözünürlüğüne Yakından Bakış

Bir magmada karışmayan bir fraksiyonun gelişip gelişmeyeceği sorusu, sülfit doygunluğunu veya sülfit çözünürlüğünü elde etmek için gereken kükürt miktarı ile ilgilidir. Daha önce belirtildiği gibi, bir magmada oksijen içeriği arttıkça sülfit çözünürlüğü azalır; çünkü, sülfit çözeltisinin aşağıdaki denge reaksiyonu tarafından kontrol edildiği düşünülmektedir (Naldrett, 1989a'dan):

$$FeO\ (ergiyik) + \tfrac{1}{2} S_2 \leftrightarrow FeS(ergiyik) + \tfrac{1}{2} O_2 \quad (1.7)$$

Sülfür çözünürlüğü sıcaklık ve magmadaki FeO içeriğinin artmasıyla artar, ancak basınç ve SiO_2 içeriğinin artmasıyla azalır. Sülfür çözünürlüğü verileri (Naldrett 1989) kullanılarak, fraksiyonlaşan Bushveld tipi bir mafik magmaya, şekil 1.21'de gösterildiği gibi genelleştirilmiş bir çözünürlük eğrisi oluşturulmuştur. Sülfür doygunluğundaki kükürt içeriği kristallenmenin başlangıcında yaklaşık %0,4'lük en yüksek seviyeden, olivin ve ortopiroksen kristalleştiğinde %0,1'in altına düşer; ancak, daha sonra düzleşir ve hatta plajiyoklaz oluştuktan sonra tekrar artabildiği görülür. Sülfit çözünürlüğü bu nedenle kristallenme ve fraksiyonlaşmanın bir fonksiyonu olarak değişmektedir.

İlksel kükürt içeriği ağırlıkça %0,3 olan bir magma başlangıçta doygun olmayacak, konumu şekil 1.21'deki eğrinin altına düşecektir. Ancak, kümülüs mineralleri olarak (sülfür içermeyen) olivin ve piroksenin magmadan ayrılması, kalıntı magmada sülfit içeriğinin doygunluk sınırına ulaşılana kadar (yani yaklaşık %10 kristallenmeden sonra) artmasına neden olacaktır. Bu noktada homojen



Şekil 1.21 Sülfit çözünürlüğünde Bushveld Kompleksi'ni oluşturan magmaya benzer bir mafik magmada aşamalı kristallenmenin bir fonksiyonu olarak değişim (Naldrett ve Von Grünewaldt, 1989).

sülfür eriyiğinin dağılmış, karışmayan küreciklerinin küçük bir kütlesi (uygun kotektik oranda) oluşacaktır. Sülfür kürecikleri magmadan hemen ayrılırsa (örneğin, odanın tabanına çökelerek), çözünürlük eğrisinin gösterdiği üzere, magmada kalan sülfit miktarı azalacaktır. Şu halde, iz elementlerin sülfit ve silikat sıvılar arasındaki dağılımı, alt bölüm 1.4.2'de açıklandığı gibi kristal fraksiyonlaşma mekanizmaları açısından modellenebilir. Katılaşmadan sonra kristallenme serisinin bu aşamasında oluşan kümülat kayalarının olivin, piroksen ve plajiyoklaz kristalleri arasında hapsolmuş minör dissemine sülfit mineralleri (pirotin, FeS ve kalkopirit, $CuFeS_2$ gibi) içerecektir. Alternatif olarak, sülfür kürecikleri yüksek bir yoğunluğa sahip olduklarından, magma odasının tabanına doğru ayrı bir sülfit tabakası olarak da birikebilirler. Bir mafik magmanın aşamalı kristallenmesi ile birlikte sülfit çözünürlüğündeki azalma ve şekil 1.21'de gösterilen çözünürlük eğrisinin yukarı doğru içbükey şekli kayalarda cevher oluşturma süreçlerinin anlaşılması için önemli olup, bu diyagrama tekrar aşağıda atıfta bulunulmuştur.

1.6.2 Sülfit-Silikat Bölümlenme Katsayıları

Karışmayan bir sülfit fraksiyonunun baz ve değerli metalleri zenginleştirme yeteneği metallerin kendilerini sülfit ve silikat ergiyikleri (yani ilgili sülfit-silikat bölümlenme katsayılarının büyüklükleri) arasında ne ölçüde bölümlediğine bağlıdır. Kalkofilik eğilimleri olan tüm metaller silikat eriyiğinde kalma yerine, sülfit fazına güçlü bir şekilde bölümlenme eğilimindedir. Çizelge 1.3'de sunulan veriler hem baz hem de değerli metallerin sülfit mineralleri açısından önemli ölçüde uyumlu olduğunu doğrulamaktadır. Bölümlenme katsayılarının gösterdiği üzere Cu, Ni ve Co sülfit fazına güçlü bir şekilde bölümlenmesine rağmen, platin grubu elementleri (PGE)[1] sülfür ergiyiği tarafından daha etkin şekilde tutulurlar. PGE için 100.000'e kadar olan bölümlenme katsayıları değerleri (Çizelge 1.3) karışmayan bir sülfit fraksiyonunun varlığının bu metaller için potansiyel olarak güçlü bir depolanma mekanizması olduğunu göstermektedir.

Ancak, gerçekte PGE için sülfit-silikat bölümlenme katsayıları çok yüksek olmasına rağmen, katmanlı mafik kompleksler sülfit mineralleri içerseler bile bu elementler nadiren ekonomik tenöre ulaşırlar. Bunun nedeni, magmatik kaynaktaki ilksel PGE içeriklerinin genel olarak çok düşük olmasıdır. Diğer bir neden ise, karışmayan sülfit damlacıklarının oluştuğu magmalarda bile, sülfitler metalleri içeren tüm magma kaynağı ile (kimyasal olarak) etkileşime giremedikleri için derişim mekanizmasının azalabilmesidir. Örneğin Skaergaard sokulumunda sülfit saçınımları esas olarak katmanlı kütlenin üst kısımlarında meydana gelir ve sülfit karışmazlığının kristallenmenin nispeten geç bir safhasında meydana geldiği düşünülmektedir (Anderson

[1] Altı element platin grubunu oluşturur: Bunlar topluca Pd alt grubu olarak adlandırılan platin (Pt), paladyum (Pd) ve rodyum (Rh) ve osmiyum (Os), iridyum (Ir) ve rutenyum (Ru), iridyum alt grubu olarak anılır. Hem Pd hem de Ir alt grupları Fe-Cu-Ni sülfitler ile güçlü afinitelere sahipken, iridyum alt grubu da sıklıkla kromit ve olivin kümülatları ile ilişkilidir.

Çizelge 1.3 Ultramafik ve mafik magmalardaki baz ve değerli metaller için sülfit-silikat bölümlenme katsayıları hakkında tahminler (Naldrett, 1989a; Barnes ve Francis, 1995; Tredoux vd., 1995'den alınmıştır).

	Ni	Cu	Co	Pt	Pd
Komatit					
%27 MgO	100	250-3000	40	10^4-10^5	10^4-10^5
%19 MgO	175	250-2000	60	10^4-10^5	10^4-10^5
Bazalt	275	250-2000	80	10^4-10^5	10^4-10^5

Kaynak: Naldrett (1988a), Barnes veFrancis (1995), Tredoux vd., (1995)'nden.

vd., 1998). Skaergaard'daki sülfit minerallerinde Ni tüketilmiştir. Çünkü nikelin önemli bir kısmı erken oluşmuş olivin ve ortopiroksen tarafından alınmıştır ve artık sülfit fazı için yeterli Ni içeriği mevcut değildir. Öte yandan, Skaergaard sülfit zonu bakır ve ayrıca Au ve Pd bakımından da zengindir. Çünkü bu metallerin hepsi uyumsuz olup, kristal fraksiyonlaşma sırasında kalıntı magmada tutulurlar. Bu nedenle, Skaergaard sülfitleri sadece odanın üst kısımlarında daha farklılaşmış magma fraksiyonu ile dengelenmiştir.

İz elementlerin bir magmadan erken ayrılmasının etkileri şekil 1.17'de görülmektedir. Burada oldukça uyumlu bir iz elementin bölümlenmesinin (Şekil 1.17b'de D = 10) katı kümülatlarda sadece kristallenmenin ilk %20-30'u olduğu (yani 1,0'dan yaklaşık 0,7'ye değişen F değerleri için) ve daha sonra bu elementte katı maddelerin giderek azaldığı izlenir. Bunun nedeni, yüksek D değerinden dolayı iz elementin erken oluşmuş katılara kapsamlı bir şekilde katılmış ve kalıntı magma bu element bakımından önemli derecede tüketilmiş olmasıdır. Daha sonra katılar tüketilmiş bir rezervuar ile etkileşime girecek ve benzer şekilde, bölümlenme katsayısının büyüklüğüne bakılmaksızın tükenecektir. Bir silikat magmasındaki karışmayan bir sülfit ergiyiği aynı zamanda bir kümülüs mineral fazı olarak kabul edilebilir ve bu nedenle aynı durum geçerli olacaktır. Aslında sorun, karışmayan bir sülfit fraksiyonu ile ilgili olarak PGE için özellikle ciddidir. Çünkü bölümlenme katsayıları çok yüksektir ve ana magmadaki orijinal bollukları o kadar düşüktür ki (genellikle sadece birkaç ppb), en eski sülfit hariç tüm fraksiyonlar bu metaller açısından tükenmiş olacaktır. Bu nedenle, düşük miktarda metallerin gerçekte ne kadar büyük ve ekonomik olarak uygun derişimlerinin oluştuğu sorusunu sormak gerekir. Ya da başka bir deyişle, PGE'lerin sülfite çok yüksek bölümlenme katsayıları ve orijinal magmada metallerin çok düşük bollukları, verimli zenginleşmelerin oluşabilmesini sınırladığı zaman, Bushveld Kompleksi'ndeki gibi PGE içeren sülfit cevherlerinin aşırı yüksek zenginleşmeleri nasıl oluşurlar? Bu soru aşağıdaki alt bölümde tartışılmıştır.

1.6.3 R Faktörü ve Bolluğu Düşük İz Elementlerin Zenginleşmesi

Bir sülfit damlacık ergiyiği sonsuz bir magma rezervuarı ile dengeye gelirse, kürecik içindeki veya başka herhangi bir benzeri kürecikteki bir iz metalin derişimini basit olarak silikat ergiyiğinde birlikte bulunan metalin bölümlenme katsayısı ile başlangıç derişiminin çarpımından elde edilir. Bununla birlikte, gerçekte sülfit damlacığının sadece küçük, sınırlı bir silikat ergiyiği kütlesiyle etkileşime girmesi olasıdır. Bu nedenle, önceki alt bölümün sonunda değinilen problem çok önemlidir. Açıkça görüleceği üzere, sülfit ergiyiğine göre silikat oranı ne kadar fazlaysa, sülfitteki uyumlu iz metallerin derişimi de o kadar yüksek ve daha kalıcı olacaktır. Campbell ve Naldrett (1979) PGE gibi düşük bolluktaki iz elementlerin karışmayan bir sülfit fazındaki zenginleşmelerinin, sadece magmadaki orijinal bolluk ve ilgili bölümlenme katsayıları açısından değil, aynı zamanda "R" faktörü olarak adlandırılan silikat/sülfit sıvı kütle oranı açısından da hesaplanması gerektiğini öne sürerek sorunu nicelleştirmişlerdir. R faktörünü normal dağılım yasasına dâhil eden ifade denklem Campbell ve Naldrett (1979) tarafından verilmiştir:

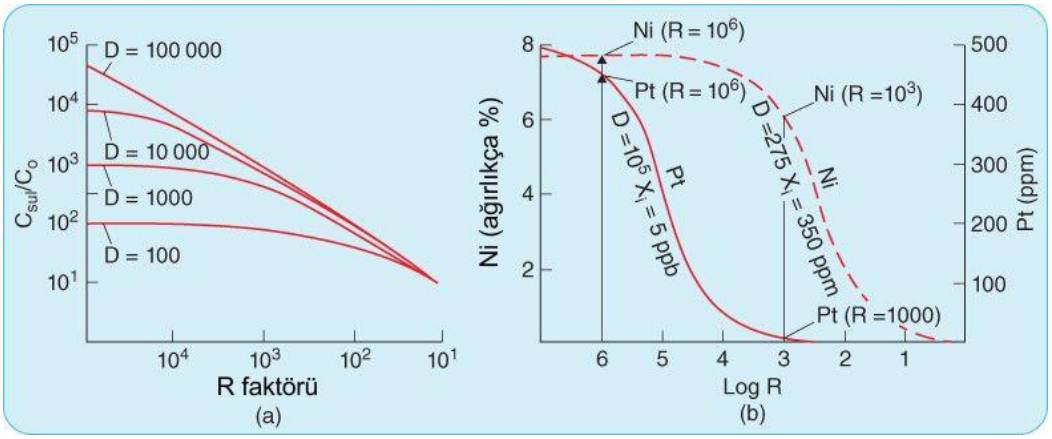
$$C_{sul} = C_o D(R+1)/(R+D) \quad (1.8)$$

Burada C_{sul}: sülfit fraksiyonundaki bir iz elementin derişimi, C_o: konak magmadaki orijinal iz element derişimi, D: sülfit-silikat

bölümlenme katsayısı ve R: silikat magmanın sülfit ergiyiğine kütle oranıdır.

R faktörü basitçe bir kütle fraksiyonu olarak tanımlansa da, karışmayan sülfit fraksiyonunun türediği silikat magma ile etkileşime girme derecesini etkin bir şekilde kaydeden bir parametredir (ve bir maden yatağı oluşturulacaksa zenginleşmesi gereken metalleri de içerir). Bir sülfit damlacığı uzun bir magma kolonu içinde batarsa (veya türbülanslı bir sorguca takılırsa), büyük hacimli silikat sıvısı ile etkin bir şekilde etkileşime girer. Bu durum yüksek bir R faktörü ile sonuçlanabilir (Campbell vd., 1983; Barnes ve Maier, 2002). Bir sülfit damlası herhangi bir anda kendisini çevreleyen magmayı hızla tüketse de, tüketilmemiş magma içinde sürekli olarak hareket ederek uyumlu elementleri giderecek fırsatlar yakalayabilir. Bu nedenle, düşük bir R faktörü bir sülfit damlasının statik olduğu veya magmadan erken ayrıldığı duruma benzerlik sunar. Böylece bölümlenme katsayıları çok yüksek olsa bile uyumlu elementleri etkin bir şekilde ortadan kaldıramaz.

Sülfit ergiyiklerinde uyumlu iz metal zenginleşmelerinin, hem bölümlenme katsayısının (D) hem de R faktörünün bir fonksiyonu olarak değişme biçimi şekil 1.22a'da sunulmuştur (Barnes ve Francis, 1995'ten). D'nin R'den çok daha büyük olduğu durumlar için zenginleşme faktörü (C_{sul}/C_o) R faktörünün değerine yaklaşır (yani, Şekil 1.22a'daki eğrilerin eğimli kısımları). Tersine, R faktörü D'den çok daha büyük olduğunda zenginleşme faktörü yaklaşık olarak D'nin değerini alır (Şekil 1.22a-eğrilerin düz kısımları). R faktörünün önemini vurgulamanın bir başka yolu da, R faktörünün bir sülfit ergiyiğinde biri orta derecede yüksek bir bölümlenme katsayısına sahip (örneğin, D = 275 olan Ni) ve diğeri de çok yüksek bölümlenme katsayısına sahip (D = 100.000 olan Pt) iki elementin zenginleşmeleri üzerindeki etkisini incelemektir. Şekil 1.22b'de yüksek D değeri ve ana magmanın yüksek başlangıç Ni içeriğinin (350 ppm) bir kombinasyonundan dolayı R faktörünün düşük (mesela 10^3) olduğu, sülfit fraksiyonlarında (çoğu Ni-sülfit cevherinde tipik olduğu üzere) Ni derişimlerinin yüksek olduğu bir durum görülmektedir. Buna karşılık, çok büyük D'ye rağmen başlangıçta çok düşük Pt bolluğuna



Şekil 1.22 Sülfit fazındaki uyumlu iz elementlerin bölümlenme katsayıları (D), R faktörü (yani silikat ergiyiğinin sülfit ergiyiğine kütle oranı) ve zenginleşme derecesi (C_{sul}/C_o) arasındaki ilişkileri gösteren grafik (Barnes ve Francis, 1995'den). (b) Bazaltik magma ile denge halindeki karışmaz bir sülfit fraksiyonunda R faktöründeki değişikliklerin Ni ve Pt zenginleşmesi üzerindeki etkisini gösteren diyagram (Naldrett, 1989b'den).

(5 ppb) sahip bir magmadan elementin önemli bir kısmını uzaklaştırma fırsatı bulamadıklarından dolayı, aynı sülfit fraksiyonundaki Pt zenginleşmeleri düşük olacaktır. Bunun tersine, R faktörünün yüksek (örneğin 106) olduğu durumlarda sülfit fraksiyonunun Ni zenginleşmeleri daha düşük R faktörü durumundakinden önemli ölçüde daha yüksek olmayacaksa da, karışmaz sülfit fraksiyonu ve silikat magması arasındaki daha kapsamlı etkileşim nedeniyle Pt içerikleri belirgin olarak artacaktır.

R faktöründeki değişimler mafik intruzyonlardaki sülfit fazlarının dereceleri için büyük önem taşır. Kuzey Kanada'daki Muskox intrüzyonunda (misal olarak) kütlenin kenarlarında saçılmış Cu-Ni sülfitleri sadece orta düzeyde PGE zenginleşmeleri içerirken, intrüzyonun daha hacimli iç kısmı daha yüksek PGE derecelerinde sülfitler içermektedir (Barnes ve Francis, 1995). Bu durum silikat/sülfit ergiyiğinin daha düşük bir kütle oranına ve bu nedenle de intrüzyonun kenarlarında daha düşük bir R faktörüne atfedilmektedir. Buna benzer değerlendirmeler bu tür bir yatak için arama stratejileriyle ilgili olabilir.

1.6.4 Sülfit Doygunluğuna Neden Olan Faktörler

Bir magmanın kristallenme geçmişinde ilgili metallerin kalıntı magmadan hâlihazırda çıkarılmış olması halinde, sülfit doygunluğunun nispeten geç elde edildiği durumların Ni-Cu veya PGE-sülfit cevherlerinin oluşumu açısından dezavantajlı olabileceği düşünülür. Geç sülfit doygunluğunun, sadece devam eden kristallenme nedeniyle kalıntı silikat magmanın hacmi azaldığı için düşük bir R faktörüne eşit olabileceği de düşünülebilir. Sonuç olarak, magmaların kristallenme geçmişlerinde nispeten erken doymuş hale geldiği durumlar genellikle geniş bir magmatik sülfit yatak yelpazesinin gelişimi için avantajlı olarak kabul edilir. Bununla birlikte, sülfit doygunluğunun elde edildiği süreçler çok ve çeşitlidir; bazıları da tartışmalıdır. Aşağıdaki alt bölümlerde bu süreçler tartışılmakta ve ayrıca bunları anlamadaki bazı zorluklara değinilmektedir.

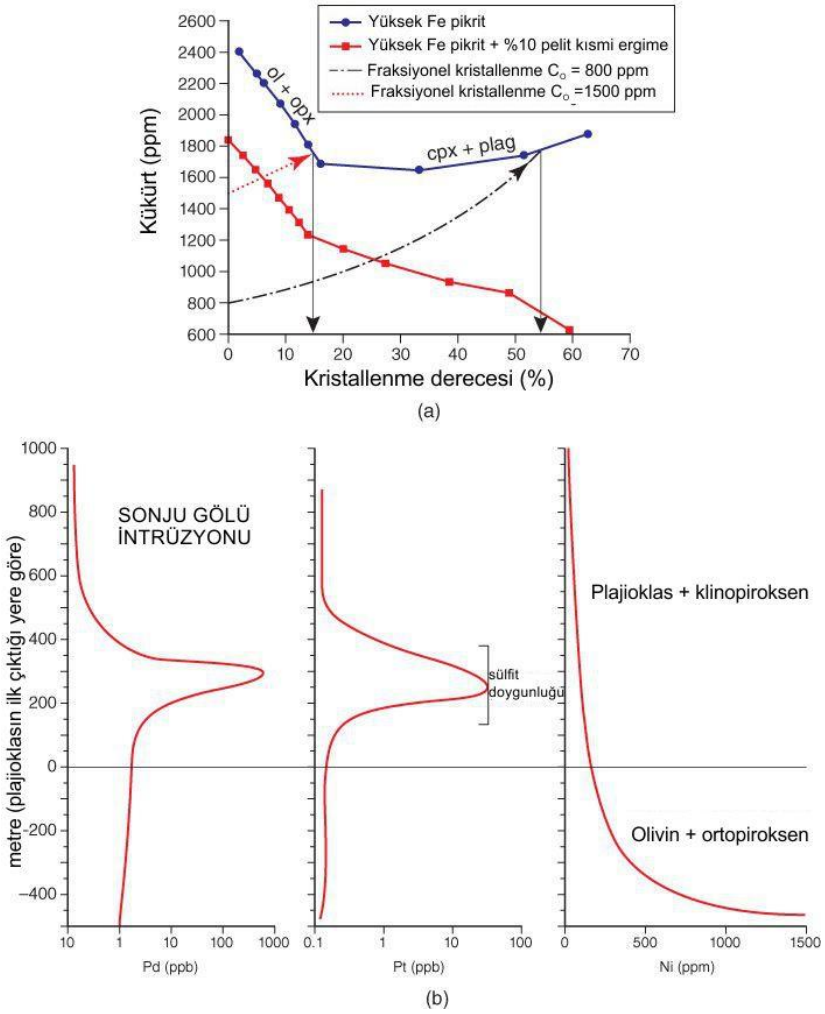
1.6.4.1 Dış Kökenli Kükürt Eklenmesi

Bileşimi başlangıçta kükürte doygun olmayan magmanın doygunluğunu yükseltmenin belki de en basit ve en etkili yolu, bir dış kaynaktan kükürt eklenerek ergiyikteki toplam kükürt miktarın arttırılmasıdır (Ripley ve Li, 2013). Batı Avustralya'daki Kambalda (Kutu 1.6) ve Zimbabve ve Kanada'daki çeşitli örneklerde olduğu gibi, konak kayası komatit olan bazı Ni-Cu yatakları çört, bantlı demir veya şeyl gibi sülfit içeren taban bloğu çökellerinin üzerine yayılan lav akıntıları içinde bulunurlar. Konak kayası komatitik karakterde olan lavlar genellikle taban duvarını keserler ve bu süreç termal erozyon ve yapısal dislokasyon birlikteliğini yansıtan bir özelliktir. Jeolojik ve jeokimyasal kanıtlara dayalı olarak, yüzeye ulaşan komatitik magmanın kükürt açısından doygun olmadığını ve bu doygunluğun kristal fraksiyonlaşması ve taban bloğu çökellerinde kabuktan türemiş kükürdün asimilasyonunun bir kombinasyonu ile elde edildiği öne sürülmektedir (Lesher, 1989). Bu kavram taban bloğu alçalımları içinde birimleri yararak yayılmış komatitik lavların Ni-Cu cevherini sınırlandırması gibi faktörlerle de tutarlıdır ve Kutu 1.6'da daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Ayrıca, magma odasının boyutuna kıyasla büyük miktarda gerçek sülfit cevheri içeren magmatik yataklar için, cevhere ait kükürdün tamamının magmanın kendisinden türemesinin ihtimal dışı olduğu da ileri sürülmüştür (Ripley ve Li, 2013). Bu gibi durumlarda dış kabuktaki kirletici maddeden ilave kükürdün gerekli olduğu kabul edilir. Bu görüş birçok magmatik cevher kütlesinde kabuk kökenli kükürde işaret eden S-izotop çalışmalarıyla desteklenmektedir. Buna bir örnek, Rusya'da Norilsk'teki büyük Ni-Cu-PGE sülfit yatağıdır. Burada kükürdün %50'ye varan kısmının yerli kayalardan kaynaklandığı düşünülmektedir.

1.6.4.2 Fraksiyonel Kristallenme

Kükürt içermeyen herhangi bir silikat veya oksit mineralinin kristallenmesi kaçınılmaz



Şekil 1.23 (a) Kristalleşme derecesinin bir fonksiyonu olarak (yüzde olarak) tahmini kükürt içeriğini gösteren hesaplanmış modeller. Kesiksiz eğriler susuz Fe bakımından zengin pikritik bazaltta sülfit sıvı doygunluğundaki kükürt içeriğini modeller; kesikli eğriler aynı bazaltın fraksiyonel kristallenmesi sırasında kalıntı magmadaki kükürt içeriklerini modeller. (b) Sonju Gölü intrüzyonu (Minnesota'daki Duluth Kompleksi'nin bir parçası) kayalarındaki Pd, Pt ve Ni içerikleri intrüzyonda plajiyoklazın ilk görünümüne göre dikey yüksekliğe göre çizilmiştir (her iki grafik de Ripley ve Li, 2013'den değiştirilerek alınmıştır).

olarak kalıntı magmada uyumsuz kükürdün giderek artan bir şekilde zenginleşmesine yol açacaktır. Bu kristallenme aralığında bir noktada kükürt içeriği doygunluğa ulaşacak ve magma içinde karışmayan (magmatik sıcaklıklarda monosülfür katı çözeltisi (veya mkç) olarak adlandırılan homojen bir faza kristallenen) bir sülfit sıvısı gelişecektir. Alt bölüm 1.4.3'te Irvine Modeli'nde açıklanan bu süreç bir olivin birikim aralığından sonra kromitin kristallenmesine benzer. Yüksek Fe pikritik bazalt bileşiminden olivin + klinopiroksen + plajiyoklazın fraksiyonel kristallenmesi sırasında hesaplanan kükürt içerikleri şekil 1.23a'da sunulmuştur (Ripley ve Li, 2013'ten). Bu grafik kristallenmenin ilk %70'lik kısmında sülfit sıvı doygunluğunda

modellenmiş kükürt içeriğini gösterir ve olivin + klinopiroksen kümülüs topluluğuna hâkim olurken kükürt çözünürlüğünün düşme eğilimine işaret eder. Bunu, klinopiroksen + plajiyoklaz kristallenmesi sırasında kalıntı magmanın FeO içeriği artarken çözünürlükte hafif bir artış izler. Şekil 1.23a'da başlangıçta sırayla 800 ve 1500 ppm kükürt içeren iki model magma için aşamalı fraksiyonel kristallenme sırasında kalıntı magmanın hesaplanan kükürt içerikleri de işaretlenmiştir. Bu eğriler düşük S magmasının kükürt doygunluğuna görece olarak daha geç, yaklaşık %55 kristallenmede ulaşacağını, yüksek S magmasının ise yaklaşık %12 kristallenmede çok daha erken aşamada kükürde doygun hale geleceğini göstermektedir. Bir mafik magmada sülfit sıvı doygunluğunda fraksiyonel kristallenme ile oluşan karışmayan sülfit miktarının az olduğu ve bunun sisteme uygulanabilen kotektik oran ile magmada orijinal olarak bulunan kükürt miktarı tarafından kontrol edildiği belirtilmelidir.

Tüm metallerin zorunlu olarak uyumsuz bir şekilde davranmadığını ve kalıntı magmada zenginleşmediğini belirtmek yerinde olacaktır. Özellikle nikel olivin tarafından tutulur (bkz. Alt Bölüm 1.2.2) ve bir mafik magmanın kristallenme geçmişinin erken aşamalarında kalıntı magmada hızlı tüketilmeye uğrayabilir. Bu eğilim Minnesota'daki Sonju Gölü intrüzif kayalarının Pd, Pt ve Ni içeriklerini gösteren Şekil 1.23b'de iyi bir şekilde resmedilmiştir (Ripley ve Li, 2013'ten). Intrüzyonun tabanında dünitik ve troktolitik kümülatlarla temsil edilen erken kristallenmeye olivin + plajiyoklaz fraksiyonlaşması hakim olmuş ve bu da kalıntı magmada (ve ondan oluşan kayalarda) Ni'nin güçlü bir şekilde tüketilmesine yol açmıştır. Aynı aralıkta Pd ve Pt içerikleri düşük zenginleşme seviyelerinde sabit kalmış veya biraz da artmıştır (Şekil 1.23b). İntrüzyonun kristallenme tarihçesinin bir sonraki aşamasında kümülüs plajiyoklaz ve klinopiroksen ilk kez ortaya çıktıktan ve gabroyik kayaların kristalleşmesinden sonra, Sonju Gölü magması sülfüre doygun hale gelmiştir. Seride sülfür minerallerinin varlığı bu aralıkta oluşan kayaların Pd ve Pt içeriklerindeki önemli bir artış ile belirginleşmiştir. Bununla birlikte, kalıntı magma artık Ni bakımından büyük ölçüde tüketilmiş olduğundan (bkz. Alt Bölüm 1.4.2 ve Şekil 1.17b), aynı aralıktaki Ni içerikleri çok az zenginleşme gösterir veya hiç göstermez. Sonju Gölü intrüzyonunda bu seviyede bulunan herhangi bir magmatik sülfit cevher kütlesi neredeyse kesin denecek düzeyde PGE bakımından zengindir ancak Ni tüketilmiştir.

Mafik bir magmada sülfit doygunluğunun fraksiyonel kristallenmeyle sonucu oluştuğu ve bu sürecin ekonomik bir maden yatağının oluşumuyla sonuçlandığı başka bir örnek Güneydoğu Grönland'daki Skaergaard'da bulunur (Şekil 1.15). Skaergaard'daki Platinova Resifi dikey aralıkta 120 m kalınlıkta cevherleşmiş bir zon içerir. Bu aralık magmanın kükürt doygunluğuna ulaştığı sırada (%70 katılaşmış) intrüzyonun kristallenme geçmişinin geç bir aşamasında biriken sülfit mineral bakımından zengin gabroyik kayaları içerir (Holwell ve Keays, 2014). Cevherleşmiş zon Cu-Au-Pd ile zenginleşmiş ve Ni-Pt tüketilmiştir. Bu görüş sülfit doygunluğunun kristallenme tarihçesinin sonlarında elde edildiği veya magmada son iki metalin hâlihazırda tüketilmiş olması ile tutarlıdır. Çok küçük tane boyutları ve sülfit minerallerinin yüksek Pd ve Au içerikleri sülfit sıvısının bir kısmının katılaşmadan önce kısmen çözünmesine atfedilmiş olmakla birlikte, Platinova Resifi'ndeki düşük sülfit hacmi kapalı sistem kotektik oranıyla tutarlıdır (Holwell ve Keays, 2014).

1.6.4.3 Yeni Magma Girişi ve Magma Karışması

Yukarıda alt bölüm 1.3.2'de bahsedildiği gibi, büyük magma odaları genellikle tek bir ergiyik girişinin sonucu değildir ve çoğunda kristallenme sırasında bir veya daha fazla yeniden magma girişi söz konusudur. Bushveld Kompleksi ve Montana'daki Stillwater Kompleksi önemli kromit yataklarının yanı sıra sülfit bakımından zengin bir katmanla (Bushveld'deki Merensky Resifi ve Stillwater'daki J-M Resifi) ilişkili PGE ile zenginleştimiş baz metal cevherleri içerirler. Bu

iki katmanlı mafik intrüzyonun her ikisi de yeni magmanın periyodik girişiyle ile kesintiye uğrayan kristallenme dizileri sunarlar. Yeni magma girişi her iki yatakta da büyük ölçüde PGE'lerce zenginleşmiş sülfit horizonlarının gelişimi ile çakışır. Bushveld Kompleksi'nde Alt ve Kritik Zon'ların oluşumu sırasında erken dönemde çok sayıda küçük magma girişi meydana gelmiş, ardından Merensky Resifi çevresinde ve Ana Zon'un üst seviyelerine doğru bir başka yeniden magma girişleri izlemiştir (Kruger, 1994; bkz. Kutu 1.7). Merensky Resif seviyesinde ayrıntılı Rb-Sr ve Re-Os izotopik ölçümleri yeni magmanın daha radyojenik (muhtemelen kabuk kontaminasyonu nedeniyle) olduğunu ancak giriş sırasında odada kalan magmadan daha az farklılaştığını göstermektedir (Kruger ve Marsh, 1982; Lee ve Butcher, 1990; Schoenberg vd., 1999). Magma yenilenmesi ve bunun diğer mafik intrüzyonlarda cevherleşmedeki rolü hakkında daha fazla açıklama Naldrett (1989a, b, 1997, 1999) tarafından yapılan incelemelerde sunulmuştur.

Şekil 1.21'deki sülfit çözünürlük diyagramı yeni ve kalıntı magmaların karıştırılmasının sülfit doygunluğunu nasıl arttıracağını göstermektedir. Magmadan ayrılan kümülüs minerallerine ait oranların yanı sıra kükürt çözünürlük eğrisi mükemmel şekilde uygulanabilir olmasa da, buradaki prensipler başka bir yerde uygulanmak üzere değiştirilebilir. Şekil 1.21'de A ile temsil edilen ve ağırlıkça %0,3 sülfit içeren bir başlangıç magma bileşimi sülfite göre doymamış olacaktır (yani bu aşamada sülfit çözünürlüğü %0,4'dür). Olivinin magmadan ayrılması (Şekil 1.21'de A-B) sülfit doygunluğuna ve küçük, saçılmış karışmaz bir sülfit fraksiyonunun oluşumuna neden olacaktır. Sülfitlerin sürekli kristallenmesi ve ayrımlanmasıyla magma şekil 1.21'de gösterilen çözünürlük eğrisini takip ederek doygun kalacaktır. Yaklaşık %20 kristallenmeden sonra (C noktasında, plajiyoklazın kümülüs fazı olarak ortaya çıkmasından hemen önce) oda yeni bir magmanın (A'ya benzer) girişi ile doldurulur ve karışım meydana gelirse, karışımın bileşimi A ve C arasındaki bir karıştırma hattı boyunca bir yere düşer; iki magmanın nispi oranları hibrit bileşimin karışım hattının neresinde meydana geldiğini belirler. Karışımın AC'de olması halinde hibrit bileşim doymamış olacak (yani, sülfit doygunluk eğrisinin altına düşecek) ve mevcut herhangi bir sülfit damlası magma tarafından geri emilecektir. Bununla birlikte, oda D noktasında (%35 kristallenmeden sonra ve plajiyoklazın bir kümülüs fazı olarak görünmesinden sonra; Şekil 1.21) yeni bir magmanın girişi ile doldurulursa, örneğin, AD'deki hibrit magma bileşimi sülfite göre aşırı doymuş olabilir. Bu modele uygulanabilen faz koşulları ve sülfit çözünürlüğü için bu tür bir karışım, karışmayan bir sülfit fraksiyonunun ayrımlanmasına ve gelişmiş bir sülfit üretimi periyoduna yol açacaktır. Bu sülfit fraksiyonu tek bir katman halinde çökelerek etkin bir şekilde birikirse, sıvı sülfit damlacıkları tarafından yüksek derecede siderofilik metallerin tutulması, Merensky ve J-M Resifleri gibi PGE-sülfit içeren horizonların oluşumunu da açıklayabilir. Yine bir uyarı olarak, şekil 1.21'deki sülfit doygunluğunun sağlanması için magma karışım modeli Merensky Resifi gibi çökeltiler için uygun bir açıklama sağlıyor gibi görünse de, sürecin halen tam olarak anlaşılamadığı ve tartışmalı olduğu unutulmamalıdır. Li vd. (2001a, b) tarafından yapılan çalışmanın tartışmasında Cawthorn (2002), sülfit doygunluğundaki kükürt içeriğinin ergiyik bileşime duyarlı olmasından dolayı, magmalar benzer fraksiyonlaşma dereceleri gösterseler bile, fraksiyonlaşmış bir magmanın sülfit çözünürlüğünü hibrit magmanın çözünürlüğü ile kıyaslamanın geçersiz olduğunu göstermiştir. Deneysel çalışmalardan da bilinmektedir ki (Jugo vd., 2005; Jugo, 2009) doygunluktaki kükürt içeriği güçlü bir şekilde fO_2'ye ve bunun bir sonucu olarak da kükürt bileşiklerine bağlıdır. Sülfat (SO_4^{-2}) bileşiklerinin daha yaygın olan sülfit (S^{-2}) bileşiklerine göre duraylı olduğu durumda, sülfit çözünürlüğünde üssel bir artış genel olarak daha oksitlenmiş magmalarda meydana gelmektedir. Buna göre, sülfit çözünürlüğünün magma bileşimi ve oksidasyon durumu açısından zayıf bir şekilde kısıtlandığı modellere dayalı cevher oluşum süreçlerinin

herhangi bir değerlendirmesi muhtemelen sorunlu olacaktır. Bununla birlikte, magma takviyesi dönemleri ile cevherleşmiş tabakaların oluşumu (hem kromititler hem de PGE + baz metal sülfitler) arasındaki tartışmasız bağlantı, metal zenginleşme süreçlerinin ayrıntılı mekanizmaları tam olarak anlaşılmadan önce daha fazla çalışma yapılması gerekmesine rağmen, birçok tabakalı mafik intrüzyonda kolayca görülebilir (Barnes vd., 2001).

Kutu 1.6 Harici Kükürt Eklenmesi ve Sülfit Karışmazlığı: Kambalda'da (Batı Avustralya) Konak Kayası Komatit Olan Ni-Cu Yatakları

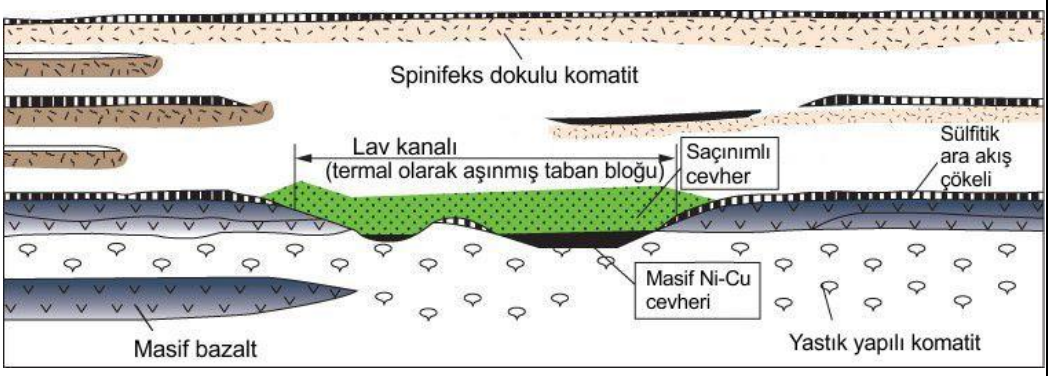
Magmatik Ni-Cu sülfit yataklarının önemli bir türü, Arkeen yeşiltaş kuşaklarındaki mafik ve ultramafik (komatitler) volkanik kayalar ile ilişkilidir. Bu tür yataklar Kanada'da (Manitoba'nın Thompson Ni kuşağı) ve Zimbabwe'de (Trojan ve Shangani madenleri) bulunmakla birlikte en büyük ve en zengin olanları Batı Avustralya'nın Kambalda bölgesindedir. Bu yataklar hakkında çok şey bilinmesine rağmen (Lesher, 1989) bu vakıa analizi özellikle cevherleşmeyi barındıran komatitik lav akıntıları içindeki karışmayan sülfit küreciklerinde bulunan kükürt kaynağına odaklanmıştır.

Komatitler ilk olarak Viljoen ve Viljoen (1969) tarafından Güney Afrika'da Barberton yeşiltaş kuşağında tanımlanan ultramafik volkanik kayalardır. Esas olarak olivin + klinopiroksenden meydana gelirler ve tipik olarak ağırlıkça > %18 MgO ve düşük miktarda alkali içerirler. Bu bölümün 1.2.2. alt bölümünde belirtildiği gibi, bunlar aynı zamanda yüksek Ni içeriklerine de sahiptir. Komatitler belirgin yastık lav ve spinifeks dokusu gibi çeşitli volkanik formlarla karakterize edilen yüksek sıcaklık, düşük viskoziteli lav akıntıları olarak yeryüzüne yayılırlar. Komatitlerin çoğunda cevherleşme yoktur. Bunlardaki Ni'lerin esas olarak kümülüs olivinde yerleşik olması, ekstrüzyon sırasında bu lavların sülfite göre doymamış olduklarını düşündürmektedir.

Kambalda bölgesinden elde edilen kanıtlar sıcak, düşük viskoziteli komatitik lavların hacimli püskürmesinin, geniş yaygılı akışlar ve gradyan kontrollü lav nehirleri veya kanalları oluşturduğunu göstermektedir (günümüzde Hawaii'nin bazı kesimlerindeki özelliklerin çoğunu göstermektedirler). Sıcak lav nehirlerinin önceden pekleşmiş taban bloğunda termal olarak aşındırdığı ayrık kanallara sahip olduğuna inanılmaktadır. Kambalda'daki bazı Ni-Cu cevherleri iyi tanımlanmış çizgisel kanal yollarının tabanında sülfit zenginleşmeleri sergilemektedir (Şekil 1.6.1). Bu tür cevherin bir başka özelliği de, böyle çökeller o seviyedeki cevher zonlarından yanal olarak meydana gelse bile, cevherleşmiş kanal yollarının akışlar arası çökeller içermemesidir. Bu çökeler çeşitli karbonlu ve sülfitik şeyllerin yanı sıra sülfitik çört ve bantlı demir oluşumu içerirler (Bavinton, 1981). Bu çökeltilerin doğası, bir kükürt kaynağını temsil ettikleri yönünde önerilere yol açmış ve bu, cevherlerin ve akışlar arası çökeltilerin izotop oranlarında benzerlikler gösteren S izotop çalışmaları ile desteklenmiştir (Lesher, 1989). Bu fikrin çıkarımlarından biri, komatitik lav kanallarının termal olarak aşındırılmasıyla sediment asimilasyonunun, magma içindeki sülfit içeriğini arttırması ve yerel sülfit doygunluğunu ve karışmazlığını arttırmasıdır.

Magma kristallenmesinin başlarında bir sülfit fraksiyonunun kükürt doygunluğu ve karışmazlığı komatitik lav akışlarında cevherleşmeden sorumlu temel süreçlerden biri olarak kabul edilir. Kalkofil metallerden özellikle Ni ve daha az oranda da Cu sonuçta kanalların dibinde masif sülfit cevheri olarak biriken, akan türbülanslı komatitik magmadan karışmayan sülfit küreciklerı vasıtasıyla tüketilmiştir (Şekil 1.6.1). Masif

sülfit cevherinin üzerinde bulunan dissemine cevher komatitik kristal lapası ve masif sülfit arasında var olan statik kaldırma kuvvetini yansıtır. Rusya'daki büyük Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE yataklarında (Grinenko, 1985) ve ayrıca Minnesota'daki Duluth Kompleksi'nde (Ripley ve Al-Jassar, 1987) sülfit doygunluğunun sağlanması için harici bir kükürt kaynağı önerilmiştir.

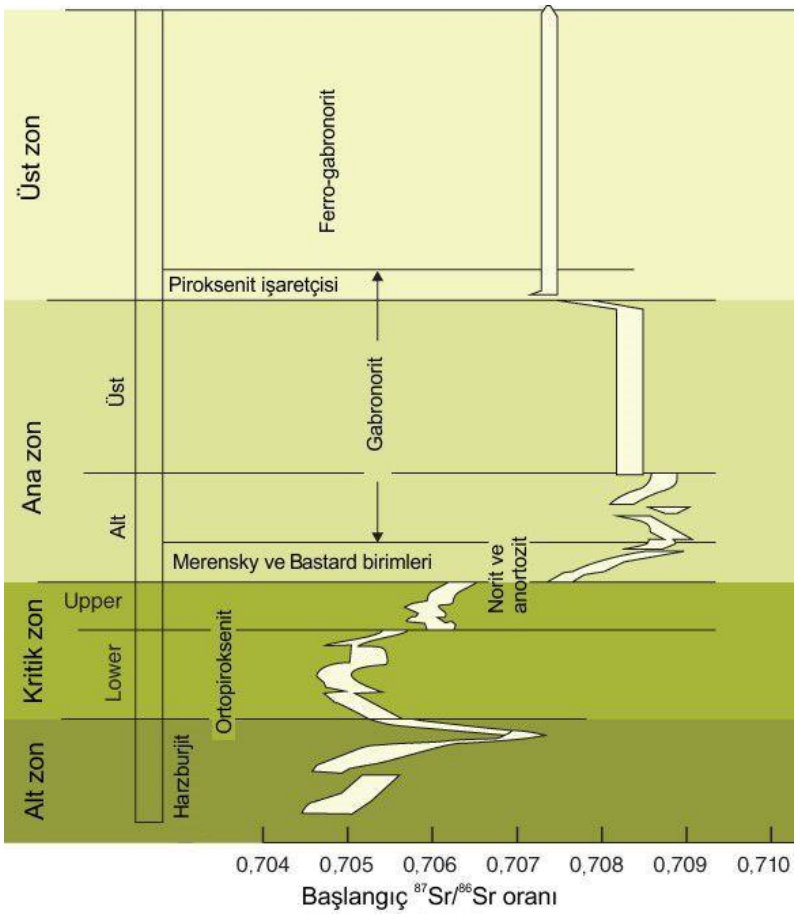


Şekil 1.6.1 Batı Avustralya, Kambalda bölgesinde konak kayası komatit olan Ni-Cu yataklarının özellikleri (Solomon vd., 2000'den).

Kutu 1.7 Yeni Magma Enjeksiyonu ve Magma Karışımı: Merensky Resifi, Bushveld Kompleksi

Bushveld Kompleksi devasa kromit rezervlerine ek olarak dünyanın en büyük platin grubu elementleri (PGE) rezervlerini de barındırır. Dünyadaki PGE rezervlerinin yaklaşık %80'i bu kompleks içinde üç horizon şeklinde yer alan Merensky Resifi (burada işletme başlamış olup, bu yatak dünyanın toplam PGE rezervlerinin yaklaşık %22'sini içerir; Misra, 2000), UG2 kromitit tabakası ve Plat Resifi içinde bulunur. Bushveld Kompleksi'ndeki Merensky Resifi'nin boyutunu gösteren basitleştirilmiş bir kroki ve kesit Kutu 1.4'te sunulmuştur. Bu vakıa analizi özellikle magma odasına doğru büyük bir giriş sırasında oluşan Merensky Resifi'ne odaklanmış ve aynı zamanda Kritik Zon'u Ana Zon'dan ayıran zonal bir mineralojik boşluğa işaret edilmiştir (Kruger ve Marsh, 1985). Bu zon yaklaşık 250 km'lik doğrultu boyunca uzanan, 1 m'den daha az kalınlıktaki iri taneli (veya pegmatitik) feldispatik piroksenit ile temsil edilir. Merensky Resifi'nin kökeni tartışmalı bir konudur (Naldrett, 1989a). Bu hususta tartışmalar tamamen magmatik modellerden magmatik-hidrotermal akışkanlarla etkileşimi içeren modellere kadar uzanır (Cawthorn, 1999). Merensky Resifi ve içerdiği PGE cevherleşmesinin oluşumunda hidrotermal bir akışkanın rol oynadığına dair bazı kanıtlar vardır. Bu konu Bölüm 2'de daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Bununla birlikte, bu tartışmanın amacı açısından, Merensky biriminin (yani, cevherleşmiş resif ve hemen üzerini örten, Bastard birimi olarak adlandırılan kayaların) kaynağı magmatik takviye olayına eşlik eden türbülans ve magma karışımıdır (Schoenberg vd., 1999).

Merensky Resifi'ndeki cevherleşme başlıca kalkopirit ve pirotin-pentlandit olmak üzere dissemine baz metal sülfitlerin varlığıyla belirgin olup, minör PGE sülfitleri (braggit, kooperit, laurit ve moncheit gibi) ve PGE metal alaşımları da bunlarla ilişkili olarak bulunurlar. Merensky biriminde yeni bir magma getirimi en çok mineral-kimyasal eğilimleri açısından belirgindir. Bununla birlikte, yeni bir magma girdisine ilişkin en belirgin kanıt, Merensky biriminin altındaki ve üzerindeki kayaların başlangıç $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranındaki (Ro) önemli bir kaymadan ileri gelir (Şekil 1.7.1). Böyle bir değişiklik kristal fraksiyonlaşma ile elde edilemez ve yeni bir magma getirimini kaydetmiş olmalıdır. Bu durumda yeni magma orijinal magmadan daha yüksek bir başlangıç $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranına sahip olup, bu durum yeni magmanın kabuksal kirlenmesiyle açıklanabilir. Aynı aralıktaki magma karışımı, sülfit ayrımlanması ve cevherleşme de bu nedenle muhtemelen bu süreç ile ilişkilidir. Magma getiriminin tazelenmesi katmanlı mafik intrüzyonlarda PGE cevherleşmesinin araştırılması için yararlı bir kriter olarak görülmelidir.

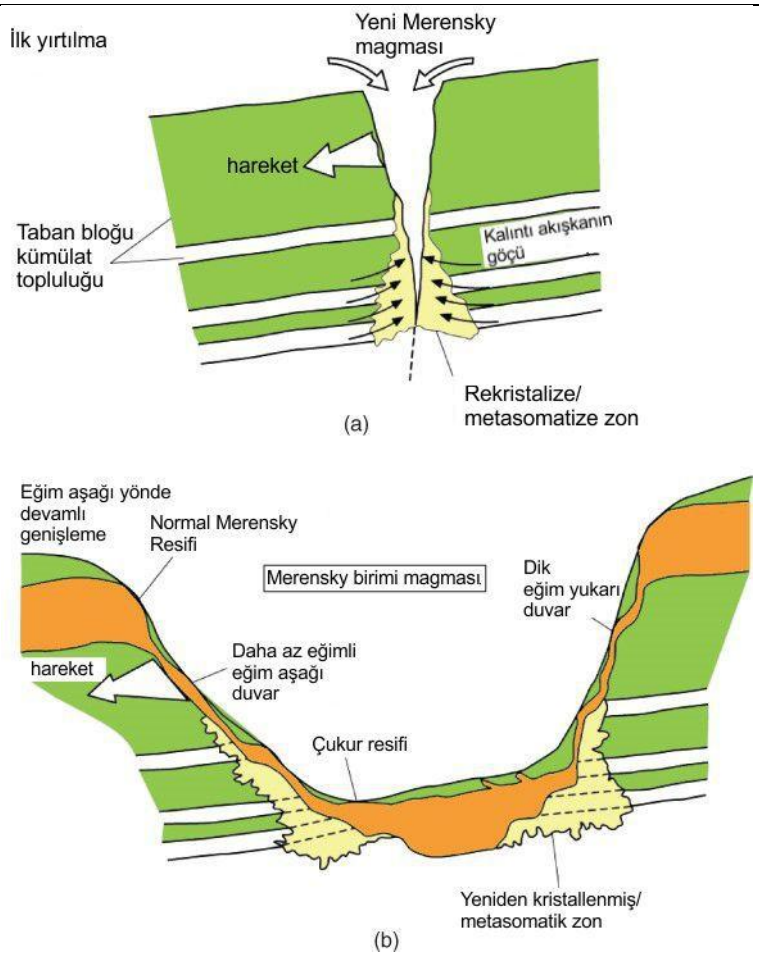


Şekil 1.7.1 Şekil 1.7.1 Bushveld Kompleksi'nde kronostratigrafiye bağlı Sr izotop değişimleri (başlangıç $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranı veya Ro cinsinden) (Kruger, 1994'den).

Merensky Resifi'nin yeni magma girişi ile ilgili bir başka ilgi çekici özelliği de genellikle yeraltı maden çalışmalarında ve başka yerlerde ortaya çıkan esrarengiz "bacaların" varlığıdır (Şekil 1.7.2). Bacalar tipik olarak plan görünümünde dairesel olup, çapları 1 m ile 100 m arasında değişmektedir. Merensky Resifi bacaları taban bloğunu dikey yönde 20-30 m kadar kesebilir. Madencilik çalışmaları için önemli ölçüde sorun yaratmaları ve ayrıca PGE'nin mineralojisindeki değişiklikleri yansıtmalarından dolayı metal alaşımları PGE minerallerine (yani sülfitler, tellüridler, vb.) baskın olma eğilimindedir. Kökenleri oldukça tartışılmalı (bkz. Buntin vd., 1985) olup, aşağı doğru erozyon süreçleri (konvektif yıkama veya termal erozyon gibi) veya yukarı doğru sıvı/ergiyik (filtre preslenmiş ara magmanın veya hidrotermal sıvının odaklanmış dikey göçünü içeren) göçü ile açıklanmıştır. Bununla birlikte, farklı bir yapısal model, yeni magmanın girişinden hemen önce taban blok kümülüs topluluğunun sin-magmatik genişlemesini öngörmektedir (Şekil 1.7.3; Carr vd., 1999). Çek-ayır yırtılması aşağıya doğru bir yönde büyür (belki de çökme ve kayarak oturma nedeniyle) ve ardından yeni magma tarafından doldurularak tabanında cevherleşmiş resif bulunan Merensky birimini oluşturur. Bu model oldukça büyük bacaların da keşfedildiği Merensky Resifi'nin altındaki stratigrafik seviyelerde yapılan çalışmalarla desteklenmiştir (Maier vd., 2016). Şekil 1.7.2'deki çukurda UG2 ve UG3 kromitit seviyelerinde taban bloğu kümülüs topluluğunun uzamasıyla oluşan bir çek-ayır yapısını kesen anortozik magma bulamacına bir örnek görülmektedir.



Şekil 1.7.2 Maandagshoek (doğu Bushveld) Çiftliği'nde bir taş ocağında açığa çıkmış, melanoriti yaklaşık olarak UG3 ve UG2 kromitit katmanlarının konumunda kesen anortozitin görüldüğü, yirmi metre derinliğindeki baca (Fotoğraf izni: Wolfgang Maier).

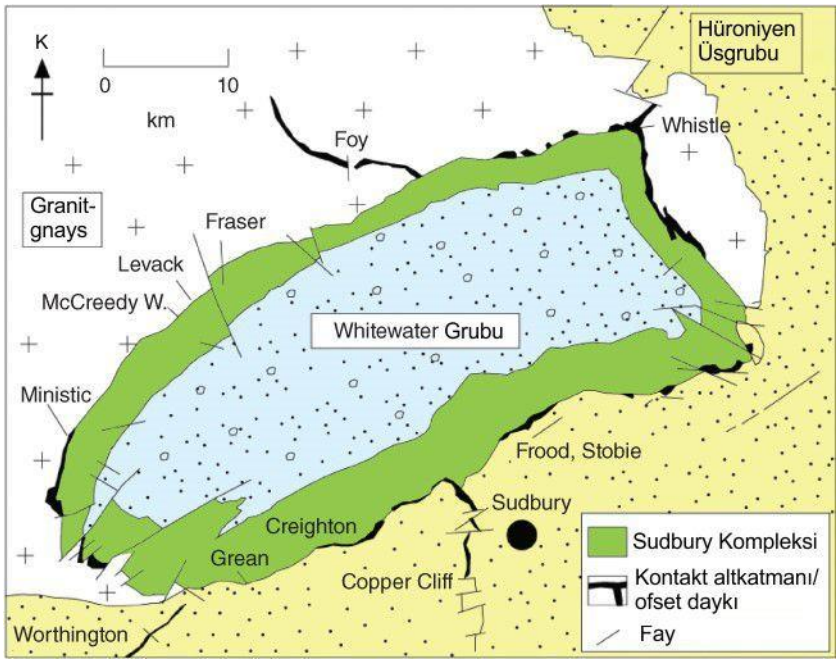


Şekil 1.7.3 Merensky Resifi'ndeki bacaların, yeni bir magmanın enjeksiyonundan hemen önce ve enjeksiyon sırasında taban bloğundaki kümülat kayalarda sin-magmatik uzanım yoluyla ilerleyen gelişimini gösteren şematik enine kesitler (Carr vd., 1999'den Springer'in izniyle çoğaltılmıştır).

Kutu 1.8 Magma Kirliliği ve Sülfür Karışmazlığı: Sudbury Ni-Cu Yatakları

Ontario'daki (Kanada) Sudbury Magmatik Kompleksi ile ilişkili Ni-Cu cevherleşmesi büyüleyici ve benzersiz bir cevher oluşumunu temsil eder. Bushveld Kompleksi ile karşılaştırıldığında küçük olmasına rağmen (sadece 1100 km^2) Sudbury katmanlı mafik intrüzyonu uzun süredir dünyanın önde gelen nikel üretim kaynağı olup, önemli Cu ve PGE varlığıyla birlikte ağırlıkça ortalama %1,2 Ni tenörüyle 1,5 milyar ton cevher içermektedir. (Misra, 2000). Tam olarak 1849 My önce Yerküre'ye büyük bir meteor çarpmasının ürünü olduğu yaygın görüşünden dolayı daha da büyüleyicidir (Davis, 2008; Krogh vd., 1984). Meteor Arkeen granit gnaysları ve Paleoproterozoyik volkano-sedimenter Huron Üsgrubu'ndan oluşan kompozit bir kabuğa çarpmıştır.

Sudbury Kompleksi'nin ana kütlesi, farklılaşmış norit, kuvars gabro ve granofir kayalarından oluşur. Ni-Cu cevherleri ise "alt tabaka" olarak adlandırılan istifin tabanında gizemli bir mafik birimde bulunur (Şekil 1.8.1). Yapının iç kısmının altında meteor çarpmasından geri düşme olarak yorumlanan breşik moloz ve volkanoklastik materyalden oluşan kaotik bir seri yer alır. Yapının granitik ve sedimenter tabanı ayrıca breş, psödotakilit (çok yüksek gerinim oranlarında oluşan sürtünmeli ergiyik kayası) ve kırılma konileri (Lightfoot, 2016 ve Şekil 1.8.2a) şeklinde şiddetli bir meteor etkisine dair kanıtlar içerir. Yaygın olarak kabul edilen bir modelde, Sudbury magmatizmasının meteor çarpma olayı tarafından tetiklendiği ve çarpmanın hemen ardından gelen geri tepme ve basınç rahatlaması sırasında veya daha spesifik olarak kabuk kaynaklı kayaların kısmî ergimesi ile oluştuğu öne sürülmektedir (Naldrett, 1989a).

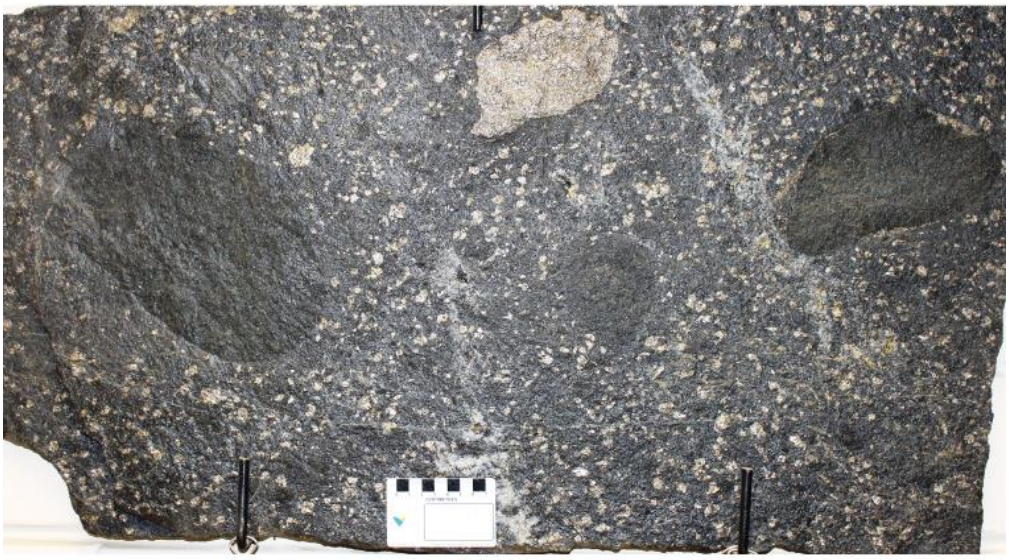


Şekil 1.8.1 Katmanlı mafik intruzyonun ana kütlesi, Ni-Cu cevheri içeren "alt katman" ve ofset daykları arasındaki ilişkiyi gösteren Sudbury Kompleksi'nin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Prevec vd., 2000'den Elsevier'in izniyle çoğaltılmıştır).

Ni-Cu sülfitler (esas olarak kalkopirit ve pirotin-pentlandit) genellikle alt tabakanın taban dokanakları boyunca masif cevher olarak bulunur ve yukarıya doğru saçınımlı cevherleşmeye doğru derecelenir. Ayrıca yapının breşik tabanında (Lightfoot, 2016 ve Şekil 1.8.2b) ve sülfitin ergiyerek setler ve çatlaklar halinde aşağıya süzüldüğü yerlerde de önemli sülfit cevherleşmeleri oluşmuştur. Ofset daykları ayrıca dik bir şekilde dalan sülfit cevher mercekleri içerir. Bununla birlikte, Sudbury cevherlerinin esrarengiz bir özelliği de Cu'a göre yüksek Ni içerikleridir. Yüksek Ni içeren magmatik sülfit cevherleri genellikle ultramafik kayalarla ilişkilidir (mesela Kambalda yataklarının açıklaması için

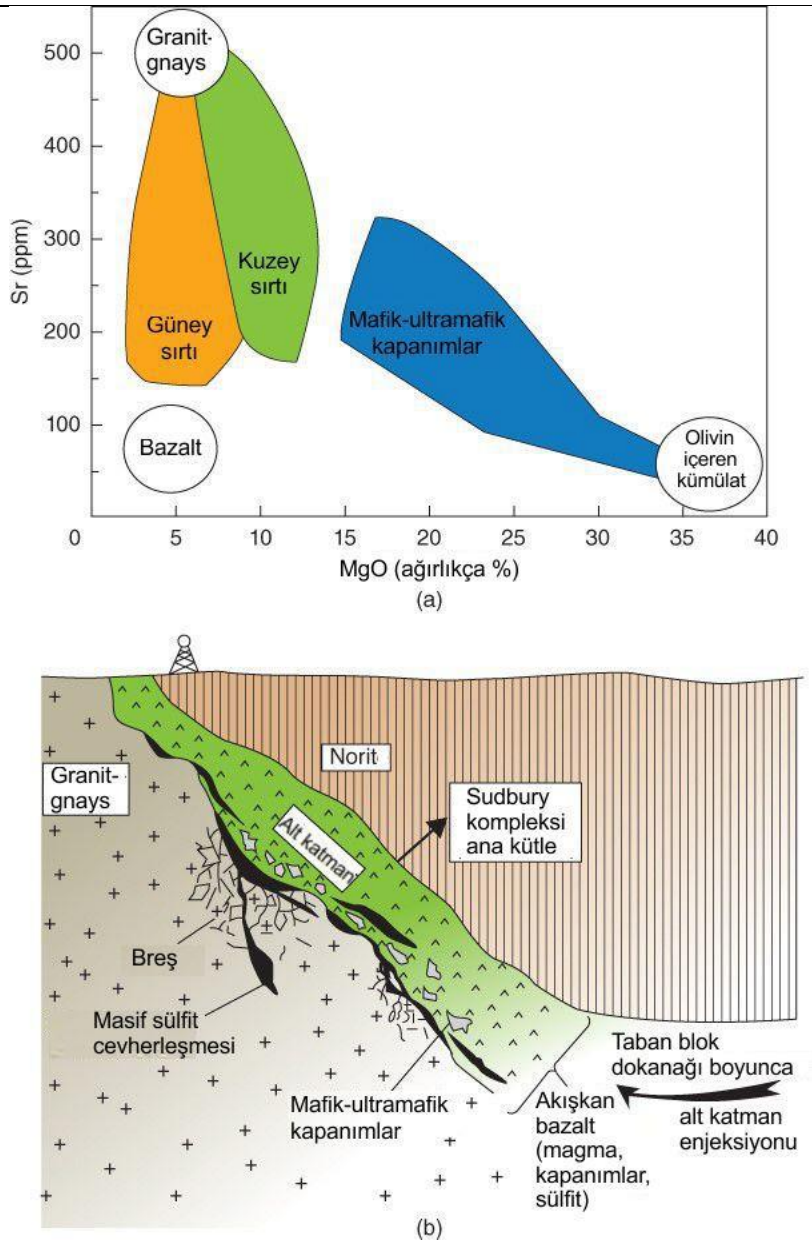


(a)



(b)

Şekil 1.8.2 (a) Sudbury Magmatik Kompleksi'ni çevreleyen yerli kayadaki parçalanma konisi - bir meteor çarpma olayı sırasında çok şiddetli (katalizmik) deformasyonun kanıtı. (b) Granit ve gabro kapanımları gözlenen, Frood-Stobie Madeni'nden Ni-Cu sülfit içeren diyorit dilimi (Fotoğraflar Peter Lightfoot'a aittir).



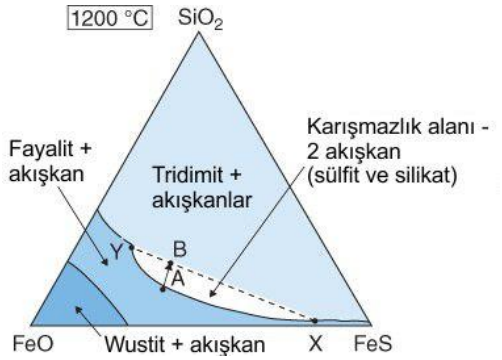
Şekil 1.8.3 (a) Sudbury yapısının kuzey ve güney aralıklarından cevherleşmiş alt tabakasının ve alt tabaka içindeki mafik-ultramafik kapanımların bileşim alanlarını gösteren Sr-MgO grafiği. Alt tabaka Huron Üsgrubunun granit-gnays ve toleyitik bazaltının neredeyse tamamen ergimesi ile oluşan ergiyiklerin bir karışımıdır. Düşük MgO içeriklerine doğru farklılaşan yüksek Mg içeren bir ergiyiğin olivin ve piroksen fraksiyonlaşması ile oluşan kapanımlar. (b) Sudbury Kompleksi'ndeki Ni-Cu sülfit cevher kütlesini içeren alt katmanın kökenine ilişkin Prevec vd. (2000) modelinin bazı özelliklerini gösteren şematik ve basitleştirilmiş enine kesit (Prevec vd., 2000'den Elsevier'in izniyle çoğaltılmıştır).

bkz. Kutu 1.5), daha farklılaşmış kayalar daha yüksek Cu/Ni oranlarına sahiptir. Alt tabakadaki Sudbury cevherlerinin önemli ve anlamlı bir özelliği, egzotik ultramafik kapanımlar ile yakın ilişkileridir. Bu kapanımların şu anda ana Sudbury Kompleksi ile aynı yaşta olduğu ve mantosal izotopik veya jeokimyasal işaretler göstermediği bilinmektedir (Prevec vd., 2000). Bunların varlığı Sudbury yataklarındaki metal kaynaklarını açıklamak açısından önemlidir (Lightfoot, 2016).

Sudbury'deki meteor etkisi ile Ni-Cu sülfit cevherleşmesi arasındaki ilişkinin ilginç bir yönü, katastrofik etki ile oluşan toz ve molozun oluşan magmaya eklenerek, magmanın kapsamlı ve yaygın kirlenmesinden meteor çarpmasının sorumlu olduğu fikridir (Naldrett vd., 1986). Sudbury Kompleksi'nin kayaları kabuk materyali ile oldukça kirlenmiş olup, bu durum normal kıtasal bazaltlara göre yüksek silika ve potasyum içerikleriyle oldukça belirgindir. Sudbury cevherlerinin bir diğer özelliği, bu bölümün 1.6.4. alt bölümünde tartışıldığı gibi, sülfit karışmazlığı ve cevherleşmesinin oluşumunun bu tür bir kirlenmenin sonucu olabileceğidir. Bununla birlikte, ayrıntıda resim daha karmaşık olup, alt katman intrüzif bir kompleksin geri kalanından farklı bir kökene sahip olabilir (Prevec vd., 2000; Lightfoot vd., 2001). İntrüzif magmanın ana kütlesinin meteor çarpması ve elastik geri tepmeden hemen sonra granit-gnays ve volkano-sedimenter hedef kayaların yaygın ergimesinden kaynaklandığı düşünülmektedir (Şekil 1.8.3a). Kabuksal olarak kirlenmiş bu eriyikler, ofset dayklarla da kesilmiş Sudbury Kompleksi'nin kütlesini oluşturmak üzere baskın bir plajiyoklaz + piroksen topluluğunu kristalleştirmiştir. Bununla birlikte, alt tabakanın Huron bazaltik malzemesinin çok büyük bir kısmının ergimesiyle (primer magmanın ana kütleden daha mafik olacak şekilde) oluştuğu düşünülmektedir. Başlangıçta olivinin hakim olduğu bir topluluk kristalleşerek yapının derinliklerinde ultramafik kümülat kayalar oluşmuştur (Prevec vd., 2000). Bu özel magma ayrıca kükürde doymuş olup, önemli miktarlarda karışmayan Ni-Cu sülfür ergiyiği oluşturmuş ve yukarı sülfitleri biriktirmiştir. Daha sonra kompleksin gelişiminin nispeten geç bir aşamasında, magma ultramafik kapanımlar, yerli kaya parçaları ve sülfit eriyiği içeren kirlenmiş bir bazaltik bulamaç olarak breşik taban bloğu sınırı boyunca yerleşmiştir (Şekil 1.8.3b). Kıvrımlı olmasına rağmen, bir meteor çarpma modeli Sudbury Kompleksi'nin karmaşık jeolojisini en iyi şekilde açıklamakta ve içerdiği cevherleri açıklamak için gerekli anateksi, kabuk kirliliği ve sülfit ayrımlanmasının birbiriyle ilişkili süreçlerini kapsamaktadır.

1.6.4.4 Magma Kirlenmesi

Monomineralli kromitit damarlarının oluşumu hakkındaki tartışmada (Alt Bölüm 1.4.3 ve Kutu 1.4) bir mafik magma bileşimini kotektik kristallenme yörüngesinden saptırarak kromit duraylılık alanına düşürmek için magmanın silisli bir kabuk malzemesi ile kirletilmesi gerektiğinden bahsedilmişti. Aynı süreç sülfür doygunluğu için gerekli olan sülfür içeriğinin düşmesine de neden olacak ve böylece karışmayan bir sülfit fraksiyonunun oluşumu sağlanacaktır. Bu durum %10 pelit ile kirlenmiş Fe'ce zengin pikritik bir magma için hesaplanan sülfit çözünürlüğünün, kirlenmemiş pikrit için olduğundan önemli ölçüde daha düşük olduğu şekil 1.23a'da görülmektedir. Şekil 1.24'de silikat-sülfit karışmazlığı alanının tanımlandığı SiO_2-FeO-FeS sisteminin 1200°C'lik bir izotermal kesiti sunulmuştur. A noktasında sülfite doymamış homojen bir magmanın bileşimi SiO_2 ilavesiyle (B'ye doğru) iki sıvı alanına zorlanabilir. Denge halindeki iki sıvının bileşimi B'de Y (silikat açısından zengin) ve X (sülfit bakımından zengin) olacaktır. Bu süreç Sudbury'deki Ni-Cu cevherlerinin oluşumuna uygulanabilir (bkz. Kutu 1.8). Burada konak magmanın kirlenmesi cevher yataklarını oluşturmak için magmadan



Şekil 1.24 Homojen, sülfite doymamış bir magmaya silikat eklenmesinin solvus altındaki magma bileşimini biri Y'de (silikat bakımından zengin) ve diğeri X'te (sülfit açısından zengin) olmak üzere iki sıvının alanına nasıl zorlayacağını gösteren, 1200°C'deki FeO-SiO_2-FeS üçlü sistemi (Naldrett ve MacDonald, 1980'den).

Ni ve Cu'yu uzaklaştıran karışmaz bir sülfit fraksiyonunun oluşumunu kolaylaştırmış olabilir.

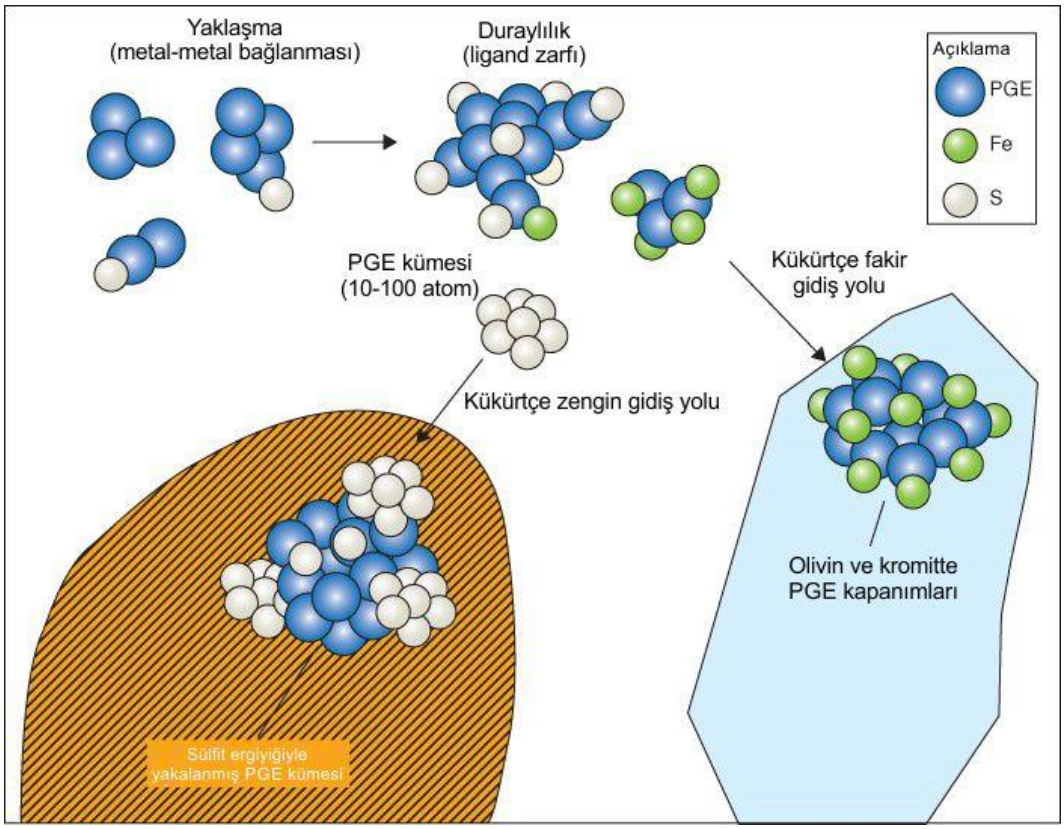
1.6.5 Katmanlı Mafik İntrüzyonlardaki Cevherleşme için Diğer Modeller

Önceki bölümlerde katmanlı mafik intrüzyonlarda cevherleşme için en önemli olarak kabul edilen magma yenilenmesi ve sülfit karışmazlığı gibi süreçler açıklanmıştır. Bununla birlikte, bir yatak türünden diğerine var olan birçok farklılığı ve ayrıca ayrıntılı çalışmalardan ve titiz araştırmalardan ortaya çıkan metal dağılımının karmaşık modellerini açıklamak için ilave mekanizmalara ihtiyaç duyulduğu açıktır (Cawthorn, 1999; Barnes ve Maier, 2002). Mesela, Bushveld Kompleksi'nin Kritik Zon'u kadar cevherleşmiş kayalarda bile sülfit doygunluğuna ulaşılamayabileceği ve bir sülfit ergiyiği bulunmasının cevherleşme sürecinin en önemli özelliği olmadığı önerileri yapılmıştır. Bunun yerine, düşük kükürt fugasitesi (fS_2) koşulları altında PGE'nin çeşitli platin grubu mineralleri (PGM, braggit, laurit, malanit, monçeit, kooperit) veya alaşımları şeklinde doğrudan silikat magmasından kristallenebileceği tartışılmaktadır. Magmanın PGE içeriğinin çok düşük olduğu göz önüne alındığında, nasıl olabileceğini anlamak zor olsa da, PGE iyonlarının kümelenmesini içeren yeni bir mekanizma sülfit ayrımlanmasına alternatif bir süreç olarak düşünülebilir (Tredoux vd., 1995; Ballhaus ve Sylvester, 2000).

1.6.5.1 PGE Kümeleri

PGE cevherleşmesi hakkındaki ayrıntılı çalışmalar bu elementlerin kaya ve minerallerde hatta mikroskobik düzeyde bile heterojen olarak dağıldığını göstermektedir. Nano parçacıkların tanınmasında ve ayrıca küme kimyası alanındaki son gelişmeler bir magmadaki ağır geçiş metallerinin metal-metal bağıyla 10-100 atomluk kümeler halinde birleşme eğiliminde olduğunu göstermiştir (Schmid, 1994). Deneysel çalışmalar Pt ve Pd gibi siderofilik metallerin doygunluktan ve normal çekirdeklenmeden/kristalleşmeden çok önce nanokümeler oluşturmak üzere kümelenmesinin magmatik sıcaklıklarda silikat ergiyiklerinde gerçekleşeceğini doğrulamıştır (Helmy vd., 2013). Tredoux vd. (1995) ve Wirth vd. (2013) bu mekanizmanın Bushveld Kompleksi'nin Merensky Resifi ve Stillwater'daki J-M Resifi gibi doğal PGE cevherlerindeki mineralizasyon için de geçerli olabileceğini öne sürmüşlerdir. Teori, ağır geçiş metallerinin hafif olanlardan daha kararlı kümeler oluşturduğunu ve bu nedenle PGE'nin Cu ve Ni'ye göre tercihli olarak kümelenme eğiliminde olacağını öngörmektedir. Benzer şekilde, ağır PGE (yani daha yüksek atom numaraları - Os, Ir ve Pt) hafif PGE'den (Ru, Rh ve Pd) daha kararlı kümeler oluşturacaktır. Bu nedenle kümelenme, metallerin bir magma odasında fraksiyonlaşması için bir mekanizma olabilir ve bu mekanizma sülfit-silikat bölümlenmesinden ziyade yüzey özellikleri ve yüklerle (bkz. Alt bölüm 3.5.2) ilgilidir.

Magmalardaki atomların ve moleküllerin kümelenmesi sıcaklık ve bileşim gibi



Şekil 1.25 Magmatik bir sistemde PGE kümelerinin oluşumunu ve bunların nihai olarak karışmayan bir sülfit fraksiyonuna (S'ce zengin iz) veya olivin ya da kromit gibi bir silikat veya oksit kümülüs fazına (S'ce fakir iz) dahil edilmesini gösteren şematik diyagram (Tredoux vd., 1995; Ballhaus ve Sylvester, 2000'den).

değişkenler tarafından kontrol edilir. Şekil 1.25'de magmada PGE kümelenmesinin doğası şematik olarak sunulmuştur. Başlangıçta metallerin bir araya gelmesi metal-metal bağlanmasıyla gerçekleşirse de, kümeler daha sonra kükürt veya alüminosilikat gibi ligand zarfı (bkz. Bölüm 3) ile duraylı hale gelirler. PGE kümelerine ilişkin dolaylı kanıtlar hafif/ağır PGE fraksiyonlaşması ve doğal malzemelerdeki çok küçük PGE metal alaşımlarının mikro ışın tespiti gibi özelliklerden sağlanır (Mathez, 1999; Wirth vd., 2013). Bushveld Kompleksi'nin harzburjitleri ve soğuma kenarları gibi kümülüs olivin ve kromit açısından zengin ve sülfit segregasyonları ile hiçbir ilişki göstermeyen kayaların daha az mafik eşleniklerine göre PGE bakımından önemli ölçüde zenginleştiği kaydedilmiştir (Davies ve Tredoux, 1985; Ballhaus ve Sylvester, 2000). Böyle bir zenginleştirme PGE kümelerinin olivin ve kromit gibi erken oluşmuş kümülüs fazlarına dahil edilmesine bağlanabilir. PGE kümelerinin duraylılığı ve bunların ayrı PGM veya metal alaşımları olarak magmadan çökeltilmesi muhtemelen düşük bir fS_2 ortamı tarafından sağlanacaktır.

Mafik magmalardaki PGE kümelerinin varlığı, cevherleşme sürecini anlamak için önemli anlam taşır. PGE kümelerinin mevcudiyeti kristal-kimyasal hususlar ve bölümleme davranışı kümelerin silikat, oksit veya sülfit gibi herhangi bir uygun kümülüs fazında mikro kapanımlar olarak

hapsedilmelerini içeren mekanik zenginleşme mekanizmalarından daha az önemli olabilir. Şekil 1.25, biri PGE kümelerinin sülfit damlacıklarına eklendiği ve diğeri olivin veya kromitte mikro kapanımlar olarak tutulduğu iki seçeneği göstermektedir (Tredoux vd., 1995; Ballhaus ve Sylvester, 2000).

Merensky Resifi cevherlerindeki PGE'nin ayrıntılı analizleri kümelenme teorisinin daha önce geleneksel sülfit bölümlenme davranışı ile açıklanmayan bazı metal dağılım modellerini iyi bir şekilde açıklayabileceğini göstermektedir. Os-Ir-Pt alaşımının mikro kapanımları pirotin ve pentlandit gibi sülfit minerallerinde bulunurken, olivin ve kromitte mikro kapanımlar bir Pt-Pd-Au topluluğu tarafından baskındır (Ballhaus ve Sylvester, 2000). İkinci kategori, Bushveld magmasının kristallenme geçmişinin başlarında bol miktarda Pt kümeleri (Pt-Pd-Au) içerdiğini ve bu metallerin zenginleşmelerinin (erken kümülüs fazlarında kapanımlar olarak hapsedilmek suretiyle) sülfit doygunluğu hiçbir şekilde gerçekleşmeden elde edilebileceğini öne sürdüğü için özellikle önemlidir.

1.6.5.2 PGE Zenginleşmelerinde Kromitin Rolü

Kromitit ile yaygın olarak ilişkilendirilen önemli PGE zenginleşmeleri, sülfit uzaklaştırılması dışındaki cevherleşme süreçlerinin rol oynaması gerektiğini düşündürmektedir (Scoon ve Teigler, 1994; Zaccerini vd., 2002 UG2 kromitit tabakası (örneğin) sülfit içeren Merensky Resifi'ninkinden farklı bir PGE topluluğu da içerir ve benzer Pt içerikleriyle birlikte Ru, Os ve Ir açısından görece daha zengindir (von Grünewaldt vd., 1986). Başlangıçta bu durum ilk olarak Hiemstra (1979) tarafından önerilmiş bir model olan, ağır PGE kümelerinin, kümülüs kromit tanelerinde (Şekil 1.25'te gösterilen sürece benzer) metal-alaşım kapanımları şeklinde tercihli olarak yoğunlaştığını düşündürse de, daha ayrıntılı çalışmalar kromitit katmanlarında PGE cevherleşmesinin aşağıdaki özelliklerini ortaya koymaktadır:

1. Kromitit katmanları esasen hem kromit tanelerinin arasında hem de içlerinde kapanımlar şeklinde (laurit RuS_2 baskındır; Merkle, 1992) minör sülfit mineralleri içerir.
2. Pirotin kromitlerde neredeyse hiç yoktur. Bunun nedeni, muhtemelen ilave Fe'yi kromite bölümleyen ve kükürdü serbest bırakan [Naldrett ve Lehmann, 1988'den alınan Eşitlik (1.9)'da gösterildiği gibi] sülfitler ve kromit arasındaki reaksiyondan dolayıdır.

   $$4Fe_2O_3\,(\text{kromit}) + FeS \rightarrow 3Fe_3O_4\,(\text{kromit}) + 0{,}5S_2 \qquad (1.9)$$

3. Pt topluluğu (Pt-Pd-Au) zaman zaman kromitte ayrı metal alaşım kapanımları olarak gözlenir (Ballhaus ve Sylvester, 2000); bu da diğer PGE'lerin kromitin içinde kapanımlar ya da aralarındaki boşluklarda sülfit mineralleri ile ilişkili olarak bulunur.

Bu özellikler Barnes ve Maier (2002)'in PGE zenginleşmesi ile kromitit tabakaları arasındaki bir ilişkinin hem sülfit birikimi hem de metal kümelenmesi ile bağlantılı olabileceğini önermesine yol açmıştır. Bu modelde, yüksek R faktörü koşulları altında sülfit ayrımlanması normal silikat mineralleri ve kromit ile birlikte PGE ile zenginleşmiş sülfit kümülatlarının birikmesine yol açar. Sülfit fazı kromiti tüketen Fe ve serbest bırakılan S ile reaksiyona girerek minör kalkopirit ve pentlanditi kristalleştiren Cu-Ni bakımından zengin bir kalıntı sülfit topluluğu ile sonuçlanır. Sülfit-kromit etkileşiminden kaynaklanan lokal fS_2 düşüşü PGM'nin veya metal alaşımlarının magma içindeki kümelerden doğrudan kristalleşmesini destekler. Böylece karışmayan sülfit fraksiyonundaki PGE zenginleşmesi katı bölümlenme davranışı yerine kümeleme ilkeleri tarafından belirlenir. Kromit bakımından zengin kümülat topluluklarının olağan dışı PGE içeriği Ru ve daha az ölçüde de Rh'un oksit fazına güçlü bir şekilde bölümlenmesinden kaynaklanırken, diğer PGE (Pd ve Pt) özellikle kromit kafesinin dışında bırakılır ve çözelti içinde kalır. Ru ve Rh kromite bölümlendiğinden dolayı PGE kümesinin geri kalanı (yani Os, Ir ve Pt) istikrarsızlaşır ve muhtemelen PGM veya metal alaşımları olarak

çökelir. PGM veya metal alaşımları kromitit tabakası içinde ve çevresinde bulunan herhangi bir sülfit fazı tarafından tutulur.

Yukarıda gösterildiği gibi, kompozit modellerin uygulanması hem sülfit bakımından zengin hem de sülfit bakımından fakir ortamlarda PGE cevherleşmesinin ilgi çekici özelliklerinden bazıları için yeterli bir açıklama sağlamaktadır. PGE'nin farklı mineralojik sitelerdeki bulunma şekli gibi ayrıntılı gözlemler bu cevher oluşum süreçlerine ilişkin görüşlerimizi geliştirecektir.

1.6.5.3 Hiyatus Modelleri

Magmatik yatakların oluşumu için geleneksel modellerin eğilimlerinden biri, süreçleri ister silikat veya oksit mineralleri, ister sülfit ergiyiği olsun, kümülüs fazlarının birikimi açısından ele almaktır. Cawthorn (1999)'ın ilgi çeken hipotezinde bunun tersi, yani kümülüs minerallerinin birikmemesinin, belirli yatak türlerinde PGE ve baz metal sülfit mineralizasyon tarzlarının oluşumunda temel bileşen olabileceği öne sürülmüştür. Mesela Merensky Resifi Bushveld magma odasındaki büyük bir yeni magma girişi meydana geldiği ve magmatik "stratigrafide" belirgin bir mineralojik boşluk (hiyatus) olan bir tabakayı temsil eder (bkz. Kutu 1.7). Magma yenilenmesi likidus sıcaklığının yerel kristallenme ile ilgili olandan büyük ölçüde üzerinde olduğu bir karışım bölgesi yaratabilir ve silikat mineralleri oluşmadığında geçici bir aşama ile sonuçlanır. Bu aynı zamanda, en azından basitleştirilmiş 'yerçekimi kaynaklı' çökme açısından, oda tabanında çok az mineral birikimi olan veya hiç mineral birikimi olmayan bir süreye denk gelen katılaşma sürecinde bir kesinti ile sonuçlanacaktır. Sülfür birikimi ve/veya metal kümelenmesi yine de, normal olarak PGE'nin seyrelmesine katkıda bulunabilecek fazların yokluğu cevherleşmeye ve zenginleşmeye yardımcı olacak şekilde, bu aralık boyunca devam etmiş olabilir. Ballhaus ve Sylvester (2000)'in Merensky Resifi oluşumuna ilişkin görüşleri biraz benzerlik sunar. Bu görüşte PGE zenginleşmesinin bir in situ tabakalı PGE anomalisi oluşturmak üzere magmada metal kümelenmesi ile oluştuğu öne sürülmektedir. Sülfit damlacıkları magmadan PGE kümelerini yakaladıkça ve daha sonra alttaki kümülat lapasına yerleştikçe, magma yenilenmesinin ve yerel sülfit doygunluğunun yarattığı boşlukta anomali etkin bir şekilde "donmuş" vaziyettedir.

1.6.5.4 Sıvıyla İlgili PGE Sızması

Pek çok katmanlı mafik intrüzyonun ve bunların içerdiği cevherleşmenin ya gelişen magmanın kendisinden ya da harici bir kaynaktan türeyen hidrotermal akışkanlarla ilişkili değişiklikten etkilendiğini gösteren çok sayıda mineralojik kanıt vardır. Bu tür sıvıların mevcut magmatik sülfit cevherleşmesinin yeniden hareketlendirilmesinde bir rol oynamış olabileceğine dair şüphe yoktur. Bununla birlikte, daha uygun bir soru, bu tür magmatik-hidrotermal süreçlerin cevher oluşumunda gerçekten baskın olup olmayacağıdır (Schiffries ve Rye, 1990; Boudreau ve Meurer, 1999). Bu konunun tartışılması, bu bölümün sınırları dışında kalmakta, ancak Bölüm 2'de (Alt Bölüm 2.12) yeniden ele alınmaktadır.

1.7 Katmanlı Mafik İntrüzyonlar İçin Bir Cevherleşme Modeli

Güney Afrika'daki Bushveld Kompleksi, Zimbabwe'nin Great Dyke'ı ve Montana'daki Stillwater Kompleksi katmanlı mafik intrüzyonlardaki kromit ve PGE-sülfit cevheri oluşumunun başlıca örneklerini temsil ederler. Bu örneklerin birçok ortak özelliği vardır. Irvine (1977), Naldrett (1989a, b), Naldrett ve von Grünewaldt (1986), Naldrett ve Wilson (1991) ve Campbell vd. (1983) ve daha birçok araştırmacı bu önemli yatakların oluşumunu ve bulunuşunu açıklamak için nispeten basit bir model öne sürmüşlerdir. Sudbury (Ontario), Noril'sk-Talnakh (Sibirya) ve Duluth (Minnesota) gibi diğer Cu-Ni sülfit yataklarının doğası ve kökeni biraz farklı olmakla birlikte bunların oluşumu aşağıda tanımlanan bazı süreçlerle açıklanabilir. Bu alt bölümde açıklanan model yararlı bir özet sunmakla birlikte açıklama kolaylığı açısından hem kavramsal olarak hem de temsil ettiği cevher yataklarının gerçek doğası açısından

basitleştirilmiştir. Okuyucular bu modeli gerçek duruma çok katı bir şekilde uygularken dikkatli olmalıdır. Ek ayrıntılar, özellikle Naldrett (1989b, 1997) olmak üzere orijinal referans makalelerinden elde edilebilir.

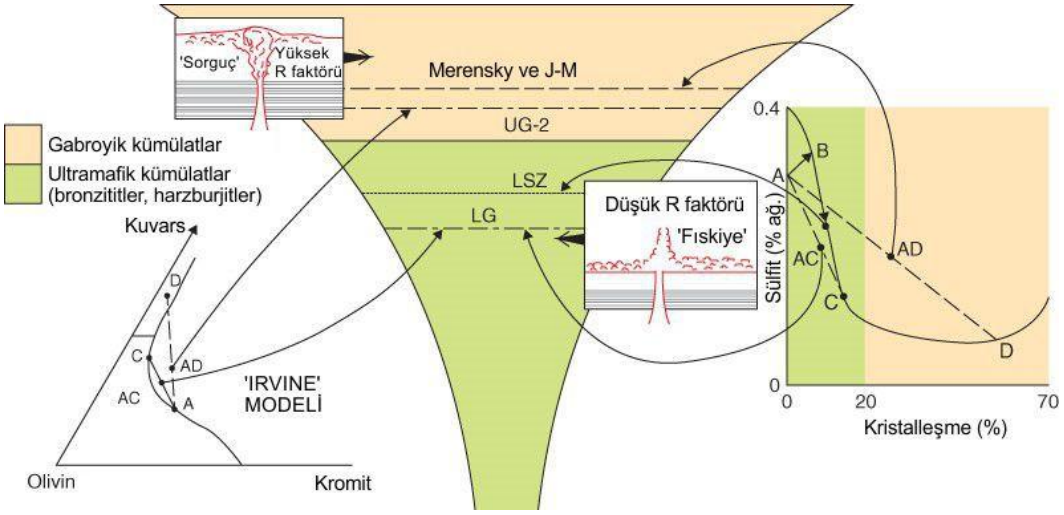
Bu bölümün önceki alt bölümlerinde magmatik intrüzyonlarda cevher oluşumu açısından aşağıdaki özelliklerin önemli olduğu vurgulanmıştır:

1. Kristal fraksiyonlaşması ve yerçekimi kaynaklı kristal çökelmesi.
2. Magma odasının yoğunluk tabakalanması ve magmaların kristallenme ilerledikçe yoğunluk değişimlerine uğrama yeteneği.
3. Yeni magma girişi ile odanın tekrarlı şekilde doldurulması.
4. Yeni magmanın odada kendi yoğunluk seviyesini bulma ve kalıntı magma ile çalkantılı olarak karışabilme yeteneği.
5. Kromit gibi sadece tek bir faz likidus üzerinde olduğunda geçici kristalleşme dönemlerinin varlığı.
6. Magma sülfite göre doygun hale geldiğinde karışmayan sülfit sıvı küreciklerinin oluşumu.
7. Karışmayan sülfit fraksiyonu için siderofilik elementlerin çok yüksek bölümlenme katsayıları.

Bu özelliklerin hepsi de Merensky, J-M (Stillwater) ve LSZ (Great Dyke Alt Sülfür Zonu) resifleri ve Bushveld Kompleksi'nin kromitli UG ve LG (sırasıyla üst ve alt gruplar) damarları gibi iyi bilinen yatakları temsil eden cevherleşme elementlerini içeren şematize edilmiş katmanlı bir mafik intrüzyonu gösteren şekil 1.26'da sunulan modele katkıda bulunur. Aynı, yanal olarak geniş alanlara yayılmış horizon ile birlikte meydana gelen büyük Cr rezervlerinin yanı sıra PGE de içerdiği için, UG2 kromititi özellikle önemlidir.

Daha önce bahsedilmeyen ancak bu cevherlerin hem konumunu hem de tenörünü anlamak için oldukça önemli olduğu anlaşılan bir ampirik gözlem, plajiyoklazın ilk kez bir kümülüs fazı olarak göründüğü tabakalı intrüzyondaki "stratigrafik" seviyedir. Magmatik bir intrüzyonun evriminde sıradan gibi görünen nokta (Şekil 1.26'da açıkça belirtilmiştir) alttaki PGE'ce daha az zenginleşme eğilimindeki cevher horizonlarını üstte bulunan ve hem daha zengin hem de daha önemli olanlar horizonlardan (en azından Bushveld ve Stillwater'dakilerden) ayırır. Şekil 1.16a'da içerisinden önemli miktarda plajiyoklaz mineralinin ayrıldığı bir magmanın giderek daha yoğun hale gelebileceği açıktır. Bu durum magma odasına yeni giren ergiyiğin davranışı için önemli etkiler taşır ve fıskiyeler ile sorguçların oluşumunu (Şekil 1.16b) ve bunun yanı sıra karışmayan sülfit fraksiyonundaki metal zenginleşmesini kontrol eden R faktörünün büyüklüğünü etkiler (Şekil 1.22). Bu nedenle, şekil 1.26'ya referansla, odaya kristallenme sıralamasının başlarında (yani, plajiyoklazın likidusta görünmesinden önce) sokulan herhangi bir yeni magma, fıskiye şeklinde olacaktır. Meydana gelen sınırlı karışım derecesi (Irvine Modeli'nde AC noktası, Şekil 1.26) tek başına kromitin kristallenmesini destekleyecek ve (mesela) Great Dyke'dakiler gibi ultramafik kümülatlarla ilişkili bir kromitit tabakasına yol açacaktır. Bu aşamadaki magma bileşimi sülfite göre doymamış olacaktır ("Naldrett ve von Grünewaldt modelinde AC noktası, Şekil 1.26) ve bu nedenle hiçbir sülfit cevheri oluşmayacaktır. Bununla birlikte, kristallenme devam ederken ("Naldrett ve von Grünewaldt modelinde" A'dan B'ye, Şekil 1.26) doygunluk sağlanacak ve karışmayan sülfitler bir ortopiroksen kümülat kayasında sülfit cevheri saçılımları oluşturmak üzere ayrılacaktır. Cu, Ni ve PGE'nin karışmayan fraksiyona çok yüksek bölümlenme katsayıları sınırlı kaldırma kuvveti ve karıştırılmasıyla bile en erken sülfitlerin bu elementlerde zenginleşeceği anlamına gelir.

Bununla birlikte, başlangıçta PGE bollukları çok düşük olan bu sülfitlerle dengede olan kalıntı magma tükendiğinden (bu etkinin ölçümü için Şekil 1.22'ye bakınız), başka sülfitler açığa çıktıkça düşük miktardaki metaller bakımından hızla tükenecektir. Bu özellik Great Dyke'ın LSZ'sinin Pt-Pd



Şekil 1.26 Şekil 1.26 Katmanlı mafik sokulmalarla ilişkili kromit ve PGE bazlı metal sülfit birikintilerine neden olan magmatik süreçlerin doğasını gösteren genelleştirilmiş model. LG ve UG: Bushveld Kompleksi'nin Alt ve Üst Grup (özellikle UG2) kromit damarları. LSZ: Great Dyke'daki PGE cevherleşmesinin Alt Sülfit Zonu. Merensky: Bushveld Kompleksi'nin Merensky Resifi. J-M: Her ikisi de PGE-sülfit cevherleşmesi içeren Stillwater Kompleksi'nin J-M Resifi. Bu modeldeki ultramafik ve gabroik kümülatlar arasındaki fark, gabroik kümülatlarda kümülüs plajiyoklazının ilk görünümü ile işaretlenmiştir (Naldrett, 1997'den uyarlanmıştır).

cevherlerini karakterize eder. Mesela 2-3 m'lik bir aralıkta Cu-F sülfitlerin varlığına rağmen, cevherleşme zonunun tabanında cevherler sadece birkaç santimetreden biraz daha kalın olan bir zonda yüksek PGE tenörü içerirler.

Bunun tersine, plajiyoklazın ilk ortaya çıkışından sonra yeni bir magma girişi meydana gelirse, bu durumda muhtemelen kalıntı magmadan daha düşük bir yoğunluğa sahip olacak ve çalkantılı, yüzer bir şekilde odada nispeten yüksek bir seviyeye yerleşecektir. Oluşan daha verimli karışım yine kromit çökelmesini destekleyecektir (Irvine Modeli'nde AD noktası, Şekil 1.26). Bu kromit damarları birbirine karışan A ve D sıvılarının nispi oranlarına bağlı olarak ya gabroyik ya da ultramafik kümülat kayaları ile ilişkilendirilir. İlkel magma A'nın D'de evrimleşmiş bir sıvı ile karışması da bu durumda sülfite aşırı doymuş bir karışıma neden olacak (Naldrett ve von Grünewaldt Modeli'nde AD noktası, Şekil 1.26) ve bu da bir karışmayan sülfit fraksiyonu oluşumuyla sonuçlanacaktır. Düşük yoğunluklu ilksel magmanın enjekte edilmesiyle ortaya çıkan sorguç etkisi, kaldırma kuvveti ve bu sülfitlerin yüksek derecede konvektif sirkülasyonu ile sonuçlanacak ve bu da yüksek bir R faktörüne dönüşecektir. PGE yine güçlü bir şekilde sülfit fraksiyonuna bölümlenmekle birlikte, sülfitler çok daha büyük bir magma kütlesi ile dengeleme fırsatına sahip olacağı için, tenörler daha yüksek ve daha eşit bir şekilde dağıtılacaktır. Bu durum, her ikisi de plajiyoklaz kümülat kayalarının ilk görünümünün çok üzerinde meydana gelmiş Merensky ve J-M resiflerinin oluşumuna uygulanabilir. Aynı zamanda, PGE sülfitlerin ana kromitit tabakasıyla yakından ilişkili olduğu UG2 damarının oluşumu için de geçerlidir.

1.8 Özet

Magmatik kayalarla ilişkili birçok farklı maden yatağı türü vardır. Ayrıca, maden yataklarının bağlantılı olduğu magmatik kayaların bileşimleri de çok çeşitlidir. Magmalar metal zenginliklerini kısmen ergidikleri kaynak alandan devralırlar. Metasomatize manto veya sedimenter kaya gibi verimli kaynak alanları genellikle kendileri bir tür metal yoğunlaştırma işleminin bir ürünüdürler. Felsik magmalar granitleri veya bunların ekstrüzif eşdeğerlerini oluşturmak üzere kristallenir ve Sn, W, U, Th, Li, Be ve Cs gibi elementlerin yanı sıra aksesuar olarak Cu, Mo, Pb, Zn ve Au konsantrasyonları içerirler. Felsik magmalardaki uyumsuz elementler çok küçük tenörlerde kısmi ergime ürünlerinde veya kristallenmenin ileri bir aşamasında kalıntı magmada yoğunlaşır. Bununla birlikte, bu tür işlemler çoğu zaman ekonomik açıdan elverişli maden yatakları ile sonuçlanmaz. Öte yandan mafik magmalardaki kristal fraksiyonlaşması Cr, Ti, Fe ve V gibi elementlerin önemli konsantrasyonlarına neden olurken, bu kayalarla ilişkili sülfit karışmazlığı PGE, Cu, Ni ve Au birikimlerine neden olur. Katmanlı mafik intrüzyonlar bu metal grubu için dünya çapında önemli arama hedeflerini oluştururlar. Birincil elmas yatakları derinde yerleşmiş mafik magmaların patlamalı diatrem-maar tipi volkanlar olarak yüzeye çıkarak zenginleşmiş mantodan daha yaşlı, iri kristalli elmas getirdiği çok sıra dışı bir durumu temsil eder. Hem mafik hem de felsik magmalarda kristallenmenin son aşamalarına, nihai olarak cevher oluşumunda çok önemli bir rol oynayan baskın olarak sulu ve karbonik bir sıvı fazının eksolüsyonu eşlik eder. Bölüm 2'nin konusu bu süreçtir.

Yardımcı Kaynaklar

Magmatik cevher oluşum süreçlerini daha da derinlemesine araştırmak isteyen okuyucular için kitap ve dergi özel sayılarına aşağıdaki referanslar yardımcı olacaktır:

Best, M.G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2e, 729. Blackwell Publishing.

Special Issue on the Bushveld Complex. 1985. *Economic Geology* 80 (4): 803–1211.

Chakhmouradian, A.R. and Wall, F. 2012. Rare earth elements. *Elements* 8 (5): 333–340.

Gunn, G. (ed.). 2014. *Critical Metals Handbook*, 439. Wiley and AGU.

Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M. (eds.). 1993. *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada, Special Paper 40.

Lightfoot, P.C. 2016. *Nickel Sulphide Ores and Impact Melts: Origin of the Sudbury Igneous Complex*, 680. Elsevier.

Misra, K.C. 2000. *Understanding Mineral Deposits*, 845. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Naldrett, A.J. 1989. *Magmatic Sulfide Deposits*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 186. Oxford: Clarendon Press.

Naldrett, A.J. 1999. World-class Ni–Cu–PGE deposits: key factors in their genesis. *Mineralium Deposita* 34: 227–240.

Taylor, R.P. and Strong, D.F. (eds.). 1988. Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, special volume 39: 445.

Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. (eds.). 1989. *Ore deposition associated with magmas*, Reviews in Economic Geology, vol. 4, 250. El Paso, TX: Society of Economic Geologists.

2

Cevher Oluşturan Magmatik-Hidrotermal Süreçler

KONULAR
Suyun bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri Magmatik-hidrotermal akışkanlar Magmalarda suyun çözücülüğü İlk kaynama, ikinci kaynama Granitlerle ilişkili magmatik-hidrotermal maden yatakları Magmatik-hidrotermal akışkanların bileşimleri ve özellikleri Pegmatitler ve önemi Magmatik-hidrotermal akışkanlarda metal taşınması İz elementlerin akışkan-ergiyik bölümlenmesi Granitik magmaların su içeriği ve yerleşim derinliği Porfiri Cu, Mo ve W yataklarının kökeni Epitermal Au-Ag-(Cu) yatakları Polimetalik skarn yatakları Granit intrüzyonlarında ve çevresinde akışkan hareketi Cevherleşmiş mafik kayalarda akışkanların rolü

VAKIA ANALİZLERİ
Kutu 2.1 Granit İntrüzyonlarıyla İlişkili Magmatik-Hidrotermal Akışkanlar (1) - La Escondida Porfiri Bakır Yatağı, Şili Kutu 2.2 Volkanik Ortamlarda Magmatik-Hidrotermal Süreçler - Kasuga ve Hishikari Epitermal Au-Ag Yatakları, Kyushu, Japonya Kutu 2.3 Granit İntrüzyonlarıyla İlişkili Magmatik-Hidrotermal Akışkanlar (2) - MacTung Tungsten Skarn Yatağı, Yukon, Kanada Kutu 2.4 Granit İntrüzyonlarında ve Çevresinde Akışkan Hareketi – Cornwall Granitleri, Güneybatı İngiltere ile İlişkili Polimetalik Cevherleşme

2.1 Giriş

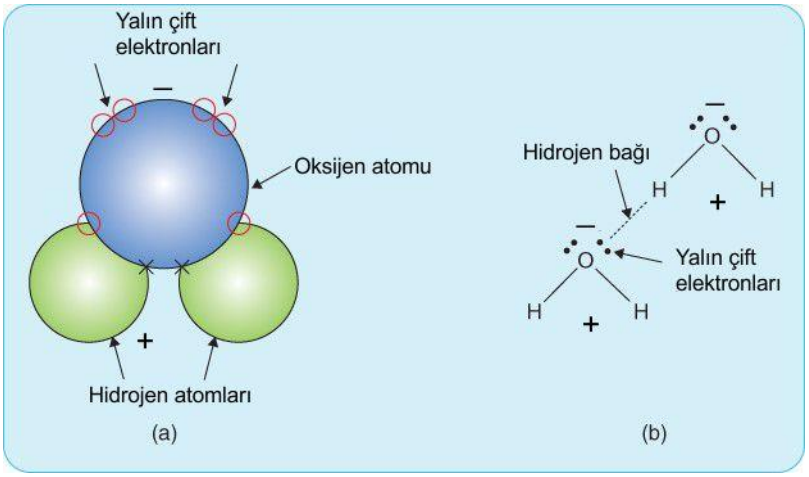
Bölüm 1'de özellikle magma oluşumu ve bunun ardından gelişen soğuma ve kristallenme ile ilişkili magmatik süreçler sırasında metallerin zenginleşmesine vurgu yapılmıştır. Bu tür akışkanların çeşitli magmatik yatakların oluşumunda veya modifikasyonunda sıklıkla rol oynamasına rağmen, önceki bölümde sulu çözeltilerden (veya hidrotermal akışkanlardan) çok az bahsedilmiştir. Magmatik ve hidrotermal

süreçler arasındaki ilişki, özellikle magma ve akışkanların yüzeye yakın ortamlarda cevher oluşturan unsurlar olarak bir arada bulunduğu çok çeşitli cevher yatağı türlerinin oluşumu için önemlidir. Bu bölümde magmadan türeyen akışkanların özelliklerine odaklanarak "magmatik-hidrotermal" akışkan kavramı tanıtılmıştır. Yerkabuğunda kristallenen granitik magmalardan türeyen akışkanlara özellikle vurgu yapılmıştır.

Dünyanın dört bir yanındaki maden yataklarının çoğu ya yerkabuğunda dolaşan sıcak, sulu çözeltilerde taşınan metallerin birikim süreçlerinin doğrudan bir ürünü olduğuna ya da bu tür akışkanlar tarafından önemli ölçüde etkilendiğine dair pek çok kanıt vardır. Hem magmatik hem de sedimenter ortamlarda, sığ kabuk seviyelerinden litosferin derinliklerine kadar değişen basınç ve sıcaklıklarda hidrotermal akışkanlarla ilişkilendirilen çok çeşitli cevher oluşum süreçleri bulunmaktadır. Hidrotermal cevher oluşum süreçlerinde birçok farklı akışkan türü yer alır. Bunların en ilkel veya "jüvenil" olanı yerkabuğunun çeşitli seviyelerinde soğuyup kristallenen magmalardan kaynaklanan magmatik-hidrotermal akışkanlar olup, birçok önemli maden yatağı çeşidi bu tür çözeltilerin dolaşımından kaynaklanan metal zenginleşmesiyle ilişkilidir. Bu bölüm porfiri bakır ve molibden yatakları gibi önemli türler ve porfiri yatakların yüzey veya volkanik tezahürleri olan "yüksek sülfidasyon" epitermal altın-gümüş yataklarını ele almaktadır. Ayrıca, greyzenleşme ile ilişkili Sn-W cevherleri, polimetalik skarn cevherleşmesi ve pegmatitle ilişkili yataklar da bu bölümde irdelenmiştir. Magmatizmayla doğrudan bağlantılı olmayan hidrotermal cevherlerin oluşumunda yer alan süreçler II. Kısımda (Bölüm 3) açıklanmıştır.

2.2 Suyun Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri

Su (H_2O) standart atmosferik sıcaklık ve basıncında (SASB: 25°C ve 100 kPa) bir sıvıdır. Buna karşılık, atmosferik koşullarda diğer hafif moleküller (CH_4, NH_3, H_2S, vb.) buhar olarak bulunur ve gazlı hidritler oluştururlar. H_2O diğer hafif elementlerin oluşturduğu hidritlerden çok daha yüksek bir sıcaklıkta kaynar. Bunun ana nedeni, su moleküllerini karakterize eden net dipol momenti ve komşu su molekülleri arasında geçici hidrojen bağlarının oluşmasıdır (Şekil 2.1). Bu nedenle su SASB'nda sıvı bir polimerdir ve bu da suya birçok anormal özellik kazandırır.



Şekil 2.1 Su molekülünün ve hidrojen bağının doğasının idealleştirilmiş gösterimi.

Suyun kimyasal, biyolojik ve jeolojik süreçler için bu kadar önemli olmasını sağlayan fiziksel özellikleri şunları içerir:

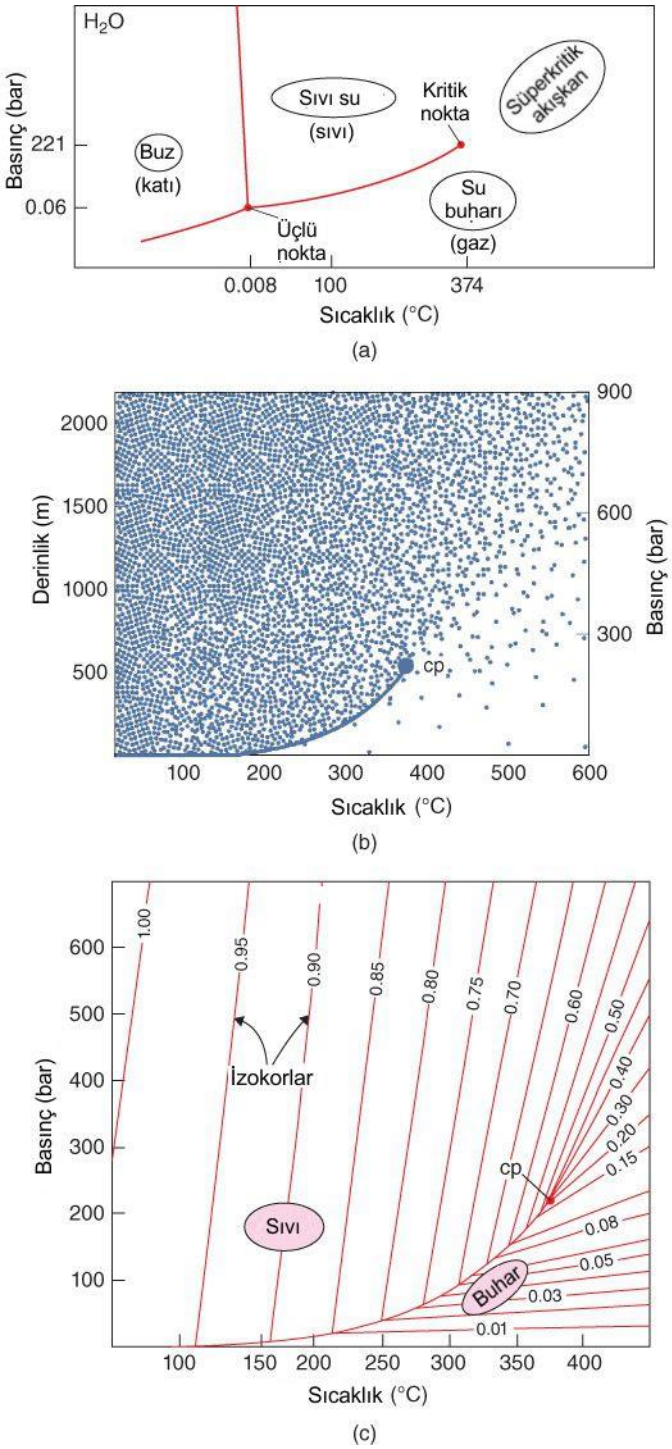
1. Yüksek ısı kapasitesi: Diğer sıvılara göre daha kolay ısı iletebilme yeteneği.
2. Yüksek yüzey gerilimi: Mineral yüzeylerinin kolayca "ıslanabilmesi" .
3. Donma noktasının hemen üzerindeki sıcaklıklarda maksimum yoğunluk: Katı-H_2O'nun (buz) sıvı H_2O üzerinde yüzeceği anlamına gelir.
4. Yüksek dielektrik sabiti (göreceli geçirgenlik olarak da adlandırılır) ve bu nedenle, diğer herhangi bir doğal sıvıdan daha fazla iyonik maddeyi daha büyük miktarlarda çözme yeteneği.

Verilen en son özellik, maden yataklarının oluşumuyla özellikle ilgilidir. Bunun nedeni, suyun yerkabuğundaki metaller de dâhil olmak üzere çok çeşitli elementlerin ve bileşiklerin çözünmesinden, taşınmasından ve dolayısıyla zenginleşmesinden büyük ölçüde sorumlu olmasıdır.

Suyun kimyasal özelliklerine net dipol momenti hâkimdir. Bu durum, oksijenin elektronları hidrojenden daha güçlü bir şekilde çekmesi ve böylece, kovalent olarak bağlandıklarında bitişikteki hidrojenin net pozitif yüküne kıyasla net bir negatif yükün oksijenle ilişkili olduğu bir özelliktir. Sonuç olarak, su molekülü simetrik olmamakla birlikte birbirine doğrudan zıt olmayan fakat çok daha büyük tek oksijen atomunun çap eksenine göre kaymış iki hidrojen atomu içerir (Şekil 2.1). H_2O molekülü bu nedenle pozitif yük merkezinin negatif yükün merkezi ile çakışmadığı bir elektrik dipoldür. Sonuç olarak su molekülleri kendilerini elektriksel bir alanda hizalayabilir veya diğer yüklü iyonik türlerin etrafında kendilerini yönlendirebilirler. Su moleküllerinin çözünmüş bir iyon etrafında kümelenmesine hidrasyon denir ve bu, sulu çözeltideki iyonların stabilitesini destekler. Dielektrik sabiti kimyasal polaritenin ve bir sıvının iyonları veya diğer dipolleri ayırma yeteneğinin bir ölçüsüdür; suyun yüksek dielektrik sabiti çözünmeyi ve çözünürlüğü arttırma etkisine sahiptir.

Doğada su katı (veya buz), buhar ve sıvı olmak üzere üç farklı faz halinde bulunur (Şekil 2.2a). H_2O buzu tipik olarak yaklaşık 0 °C'nin altında bulunur ve su molekülleri birçok kayaç oluşturan silikat mineraline benzer altıgen kristal yapıda düzenlendiğinde oluşur. H_2O buzunun yoğunluğu koordinasyon sayısındaki azalma ve kristal halindeki genişleme nedeniyle donma sırasında belirgin şekilde azalır (yaklaşık 0,92 g/cm^3). H_2O buzunun erimesi sırasında hidrojen bağlarının sadece küçük bir kısmı kırılır ve H_2O akışkanı büyük ölçüde dört yüzlü koordinasyonu korur. Su için en yüksek yoğunluk donma noktasının hemen üzerindeki sıcaklıklarda (yani 4 °C) oluşur; bu da suyun sıvı formunun katı halinden daha yoğun olmasını ve bu nedenle buzun yüzdüğünü açıklar. Donma noktasının üzerinde H_2O sıvısının yoğunluğu sıcaklığa bağlı olarak fark edilir şekilde azalır. Ancak, şekil 2.2b ve c'de gösterildiği gibi, basınca bağlı olarak hafifçe artar. Yoğunluk sıvı faz (ortam sıcaklığında tipik olarak 1 g/cm^3'ün hemen altında) ile birlikte var olan buhar (yoğunlukların logaritmik 1-2 kat daha düşük olduğu) arasındaki farkı tanımlar. Eş yoğunluk (veya hacim) çizgileri basınç (P) ve sıcaklık (T) diyagramında izokor olarak adlandırılır. (Şekil 2.2c). Sıvı ve buharın dengede olduğu faz sınırı (Şekil 2.2a'daki üçlü nokta ile kritik nokta arasındaki sınır) denge veya doymuş buhar basıncını tanımlar ve basitçe kaynama noktası eğrisi olarak da bilinir. Yeryüzünde denge buhar basıncı hakim atmosfer basıncını aştığında su etkin bir şekilde "kaynar" ve sıvıdan buhar kabarcıklar çıkabilir.

Sıcaklık arttıkça ve H_2O akışkanının yoğunluğu azaldıkça sıvının artan bir kısmî buhar basıncı (ve yoğunluğu) ile denge içinde bulunması gerekir. Saf suyun kaynama sıcaklığı 374 °C ve 221 barda kritik nokta olarak adlandırılan maksimum sınıra ulaşılana kadar basınçla aşamalı olarak artar (Şekil 2.2a). Kritik nokta kaynama noktasını basıncın artmasıyla artırmanın artık mümkün olmadığı ve sıvı ile buhar arasında artık fiziksel bir ayrımın (yani



Şekil 2.2 (a) Saf H_2O için üç fazın (katı/buz, sıvı su, su buharı/gaz) oluşumlarını gösteren basınç-sıcaklık faz diyagramı (ölçeksiz). Katı, sıvı ve buharın bir arada bulunduğu Üçlü Nokta 0,008°C ve 0,06 bardır. Sıvı ve buhar arasında fiziksel bir ayrımın olmadığı Kritik Nokta 374 °C ve 221 bardır. Kritik yoğunluk 0,322 g/cm^3'tür. (b) Kaynama noktası eğrisi ve kritik nokta (cp) ile ilişkili olarak H_2O sıvı yoğunluklarının şematik gösterimi (Helgeson, 1964'den). (c) Basınç-sıcaklık grafiğindeki sıvı ve buhar denge yoğunluklarının gerçek değişimlerini gösteren H_2O faz diyagramının bir kısmı (gr/cm^3 cinsinden izokoral yoğunluklar).

yoğunluk farkının) olmadığı aşama olarak etkili bir şekilde tanımlandığı yerdir. Kritik noktadaki sıvı ve buhar yoğunlukları yaklaşık 0,3 g/cm^3 değerinde birleşmiştir (Şekil 2.2c). "Sıvı" ve "buhar" terimlerinin artık kritik noktada hiç bir anlamı olmadığından, "süper kritik akışkan" (bkz. aşağıda Alt Bölüm 2.3.3) kritik noktadan yukarıdaki basınç ve sıcaklıklarda var olan homojen tek fazı tanımlamak için kullanılmaktadır (Şekil 2.2a). Bir süper kritik akışkanın kesin doğası belirsiz olmasına ve hala fizikokimyacılar arasında tartışma konusu olmasına rağmen (Woodcock, 2014), süperkritik akışkanların bu kapsamda hem buhar hem de sıvı benzeri özelliklere sahip olduğu bir gerçektir.

Gaz Yasası'na uyan ideal bir gaz için basınç (P), sıcaklık (T) ve hacim (V) arasındaki ilişki veya yoğunluğun karşılıklı ilişkisi iyi bilinen şu denklemle ifade edilir:

$$PV = RT \quad (2.1)$$

Burada R: Spesifik gaz sabitidir.

Su sadece yüksek sıcaklıklarda ve düşük basınçlarda ideal bir gaz olarak davranır. Bu nedenle, Eşitlik (2.1) yerkabuğundaki doğal koşullar altında sulu faz ilişkilerini tahmin etmede kullanılamaz. Sonuç olarak, ideal olmayan davranışı daha doğru bir şekilde yansıtacak şekilde ideal gaz denklemine düzeltme faktörleri ve modifikasyonlar eklemek için birçok girişimde bulunulmuştur. Hem ampirik hem de teorik yollarla türetilmiş birçok denklemin değiştirilmiş formları, durum denklemleri olarak adlandırılır. İki düzeltme terimi içeren bir durum denkleminin en basit, genel biçimi, van der Waals denklemi olarak bilinen bir ifadedir:

$$P = [RT/(V - b)] - a(V) \quad (2.2)$$

Burada a: Moleküller arasındaki çekici potansiyeli açıklayan düzeltici terim ve b: Moleküllerin kapladığı hacmi açıklayan bir terimdir.

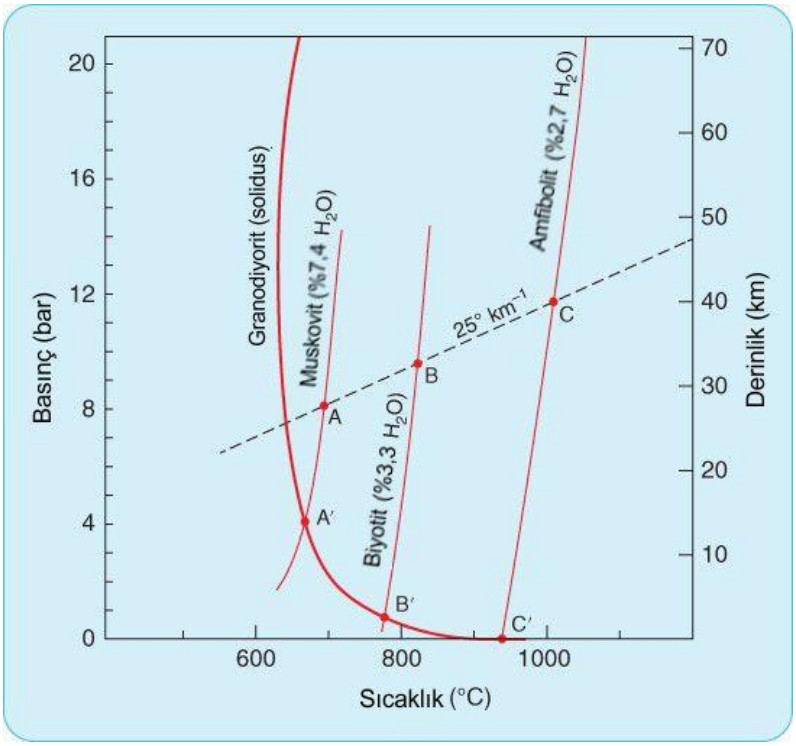
Daha yüksek basınç ve sıcaklıklarda su için yaygın olarak kullanılan bir durum denklemi değiştirilmiş Redlich-Kwong denklemidir. Bu denklemin magmatik sıvıların kimyasal ve termodinamik özelliklerine uygulanabilirliği ile ilgili daha ayrıntılı bir açıklamalar için Holloway (1987)'e başvurulabilir. Suyun bir çözücü olarak özellikleri ve bunların hidrotermal cevherleşme ortamlarına uygulanabilirliği hakkında daha ayrıntılı açıklamalar Seward vd. (2014) tarafından verilmiştir.

2.3 Magmatik Sulu Faz Oluşumu

2.3.1 Magmatik Su - Nereden Geliyor?

Yerküre'nin gelişiminin ilk aşamalarında muhtemelen atmosferde veya gezegenin yüzeyinde çok az su vardı. Görünüşe göre kabuğun ilk zamanlarda durağan hale gelmesi ve yağmur sularının yüzeyde birikmeye başlamasıyla muhtemelen ilk okyanuslar oluşmuştur. Erken Arkeen çökellerinin korunmasından ve su altında çökelmiş volkanik kayalardan da anlaşılacağı üzere, en az 3800 My önce önemli su kütleleri (okyanuslar veya denizler) bulunmaktaydı. Juvenil su olarak adlandırılan bu erken dönem suyunun önemli bir kısmının volkanik magmaların ilksel kabuk üzerine püskürdüğü sırada salınan gazlardan kaynaklandığı düşünülmektedir. Hâlâ tartışılıyor olsa da, Yerküre'nin su bütçesinin bir kısmı Geç Ağır Bombardıman sırasında çarpan kuyruklu yıldızlar ve asteroitlerden dünya dışı olarak da türemiş olabilir. Levha tektoniği süreçleri Yerküre süreçlerine aşamalı olarak hakim olduğu için, su kapsamlı bir geri dönüşüme maruz kalmış olup, daha yakın jeolojik zamanlarda yüzeyde magmatik aktivite tarafından getirilen sıvının çoğu artık juvenil değildir; ancak, yine de magmatik olarak anılmaktadır.

Deniz suyunun süzülmesiyle yüksek oranda değiştirilmiş ve hidratlanmış okyanus kabuğunun batması, yay ile ilişkili andezitik ve bazaltik magmaların çoğunun H_2O içeriğini açıklayabilir. Yay ile ilişkili magmalar



Şekil 2.3 Muskovit, biyotit ve hornblend içeren toplulukların dehidrasyon erimesinin 25 °C/km jeotermal gradyanla ilişkili olarak gerçekleşeceği yaklaşık koşulları gösteren basınç-sıcaklık grafiği. A, B ve C'de oluşan ergiyiklerin farklı başlangıç su içerikleri içermesi muhtemeldir. Granit için katılaşma eğrisi suya doygun koşullar içindir (Burnham, 1997'den değiştirilerek alınmıştır).

muhtemelen bu nedenle ilksel, mantodan türemiş sıvıların ve deniz suyunun karışmasından elde edilen çözünmüş su içerir. Küçük bir miktar meteorik (yani hidrosferden türeyen) sıvı bileşeni de mümkündür. Alt kabukta granitik ergiyikleri oluşturan ısıdan sorumlu olan ve kabuğun tabanında biriken sulu bazaltik magmaların bu ergiyiklere su katkısında bulunabileceğini belirtmek ilginç gelebilir. Whitney (1989) bir felsik magma odasının altına yoğun bir mafik magma yerleştirilmesinin sınır tabakası boyunca elementlerin ve uçucu türlerin difüzif transferiyle sonuçlanacağını öne sürmüştür.

Bununla birlikte, granitik magmalarda bulunan suyun çoğu, ergiyerek magmayı oluşturan kabuktaki minerallerin dehidrasyonundan kaynaklanır. "Sıvı yokluğu" veya dehidrasyon erimesi kavramı (yani kayada serbest su olmadan erimenin meydana geldiği durum) yerkabuğunda granit oluşumu için gerçekçi bir model olarak kabul edilir. Süreç kavramsal olarak en iyi şekilde, esas olarak muskovit, biyotit ve hornblendin faz dengeleri dikkate alınarak açıklanabilir. Ayrıntılı reaksiyonlar karmaşık olsa da (bkz. Clemens ve Vielzeuf, 1987; Whitney, 1989; Burnham, 1997), muskovit, biyotit ve hornblendin dehidrasyon erimesi için ortalama bir jeotermal gradyanla ilgili yaklaşık koşullar şekil 2.3'te verilmiştir. Bu üç mineralde bulunan H_2O miktarı muskovitte yaklaşık %8-10'dan biyotitte %3-5'e ve hornblendde %2-3'e düşer. Buna göre, bu sulu minerallerin parçalanmasıyla oluşan ergiyiklerdeki su aktivitesi önemli ölçüde değişecek olup, muskovit taşıyan bir ilksel kayadan türeyen bir magmanın, bir amfibolitin eşdeğer ergime oranından türeyenden daha fazla çözünmüş su içermesi muhtemeldir. Şekil 2.3'te ağırlıklı olarak muskovit içeren ve 25°C/km jeotermi boyunca kademeli olarak gömülen kaynak malzeme A noktasında ergimeye başlayacaktır. İlk oluşan magmanın su içeriği ağırlıkça %7,4 olacaktır (Burnham, 1997). Kaynak malzemenin sulu faz açısından ağırlıklı olarak

biyotit içermesi durumunda erime B noktasında önemli ölçüde daha yüksek bir sıcaklık ve basınçta başlayacak ve bu durumda ilk oluşan ergiyik ağırlıkça sadece %3,3 H_2O içerecektir. Benzer şekilde, bir amfibolitik kaynak kayanın dehidrasyon erimesi sadece daha da yüksek P-T'de bir ergiyik üretecek (C noktası, Şekil 2.3) ve ağırlıkça %2,7 H_2O içerecektir. Bu nedenle, kabuktaki farklı seviyelerden türetilen değişken bileşimli granitlerin başlangıçtaki H_2O içeriklerinin çok farklı olabileceği açıktır.

Granitik magmaların aşamalı olarak kıtaları inşası sırasında önemli miktarlarda magmatik suyun yerkabuğuna ekleneceği açıktır. Muskovit veya muskovit + biyotit içeren bir kaynak kayanın (doğada metasedimentler gibi kayalarla temsil edilen) ergimesinin peralümina, S tipi granit bileşimleri vermesi muhtemeldir (bkz. Alt Bölüm 1.3.5). Çoğu Sn-W-U cevher topluluklarının tipik olarak ilişkili olduğu granit tipleri bu nedenle başlangıç H_2O içeriği yüksek olan nispeten sulu magmalardan türetilmiş olacaktır. S tipi granitler genel olarak düşük fO_2 karakterini grafit içeren metasedimenter malzemenin erimesinden miras alan, Ishihara'nın (1977, 1981) göreceli olarak indirgenmiş "ilmenit serisi" granitleri ile ilişkilidir. Buna karşılık, biyotit veya biyotit + hornblend içeren protolitlerin erimesi (meta-magmatik kayalarla temsil edilir), metalümino I tipi granitler verecektir. Porfiri Cu-Mo maden yatakları grubu küresel olarak başlangıçta S tipi granitlere kıyasla nispeten susuz olan I tipi granitlerle ilişkilidir. Ishihara'nın "manyetit serisi" granitleri her zaman olmamakla birlikte çoğunlukla I tipi granitlerle ilişkilendirilebilir ve bunlar daha yüksek fO_2 magmaları ile karakterize edilirler (Ishihara, 1977, 1981).

2.3.2 Silikat Magmalarında H_2O Çözünürlüğü

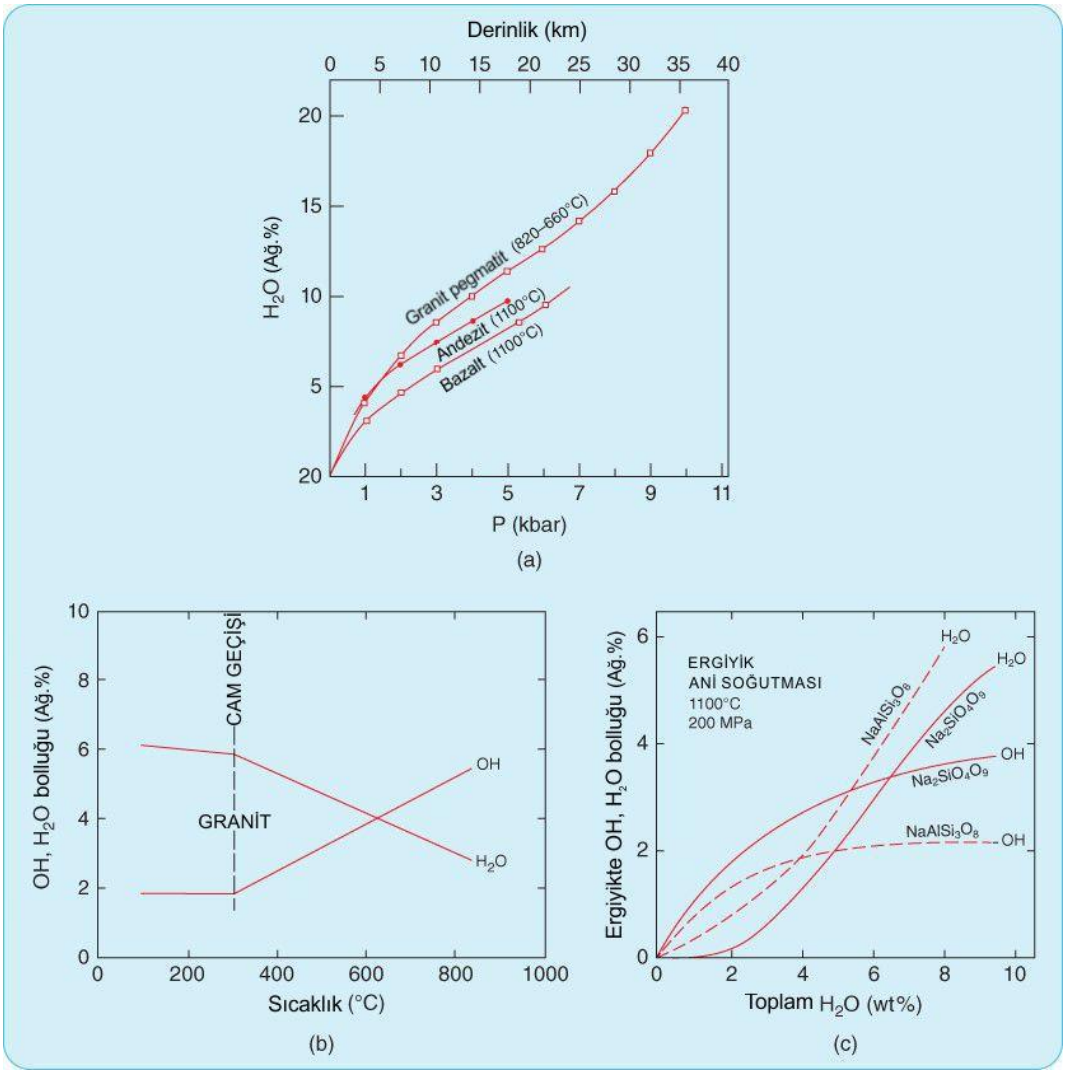
Yukarıdaki açıklamalara göre farklı tektonik ortamlardan türeyen magmaların muhtemelen değişken başlangıç H_2O içeriklerine sahip olduğu ve bunun kısmî ergime sırasında kaynak malzemeden ortaya çıkan su miktarının bir fonksiyonu olduğu açıktır. Bununla birlikte, bir magmanın çözebileceği H_2O miktarının bir sınırı vardır ve bu da herhangi bir magmada suyun çözünürlüğü ile tanımlanır (Lowenstern, 1994). H_2O'nun silikat magmalarındaki çözünürlüğü esas olarak basınç ve daha az ölçüde sıcaklık ile belirlenir. Şekil 2.4a'da bazaltik, andezitik ve granitik bileşimlerin ergiyiklerinde su içeriğinin deneysel tespitlerinin sonuçları görülmektedir. Deneyler su içeriğinin büyük ölçüde basınca bağlı olduğunu ve kabuğun tabanındaki magmaların (yaklaşık 10 kbar) %10-15 H_2O'ya kadar çözebildiğini göstermektedir. Şekil 2.4a'ya göre ayrıca herhangi bir basınçtaki felsik ergiyiklerin mafik ergiyiklerden daha fazla su çözebildiği görülmektedir.

Her ne kadar iki türün nispi oranları sıcaklığın (Şekil 2.4b) ve toplam su içeriğinin (Şekil 2.4c) bir fonksiyonu olarak farklılık gösterse de, su bir magma içinde çözündüğünde esasen yapısal olarak suya bağlı hidroksil (OH) grupları ve ayrı moleküler su (H_2O) olarak bulunur (Stolper, 1982; Mysen, 2014). Deneyler granitik bileşimli ergiyiklerde sıcaklıkla OH gruplarının bolluğunun moleküler H_2O zıttına arttığını göstermektedir (Şekil 2.4b). OH ve H_2O'nun nispi oranları da Şekil 2.4c'de gösterildiği gibi bir ergiyikteki toplam su derişiminin bir fonksiyonu olarak değişir.

Silikat magmalarındaki suyun çözünürlüğünün aşağıdaki denge reaksiyonu tarafından yönetildiği düşünülmektedir:

$$H_2O_{(moleküler)} + O^o \leftrightarrow 2OH \qquad (2.3)$$

Burada O^o: Magmanın silikat yapısını köprüleyen veya polimerize eden oksijeni ifade eder. Düşük viskoziteli bazaltik magmalar (daha düşük SiO_2 içerikli) daha yüksek düzeyde polimerize edilmiş granitik ergiyiklere göre daha az oranda köprüleyici O^o içerirler. Bazaltik ergiyikler bu nedenle O^o yerdeğiştiren OH gruplarını daha az barındırabilir; bu da bazaltik ergiyiklerin granit kadar suyu çözememelerini açıklayabilir.



Şekil 2.4 (a) Basıncın bir fonksiyonu olarak silikat ergiyiklerinde H_2O'nun deneysel olarak belirlenen çözünürlükleri (ağırlıkça % olarak). 1: Bazalt (1100 °C'de), 2: Andezit (1100 °C'de), 3: Granitik pegmatit (660-820 °C'de) (Burnham, 1979'dan). (b) Camda yapısal olarak bağlı OH gruplarının ve moleküler H_2O'nun bolluğu ve sıcaklığın bir fonksiyonu olarak granitik bileşimin ergimesi. (c) Gösterilen bileşimlerin su verilmiş ergiyiklerinde toplam su derişiminin bir fonksiyonu olarak OH grupları ve moleküler H_2O bolluğu. Devamlı çizgiler $Na_2Si_4O_9$, kesikli çizgiler $NaAlSi_3O_8$ (b ve c Mysen, 2014'den değiştirilerek). https://link.springer.com/article/10.1186/2197-4284-1-4#copyrightInformation. CC BY 2.0 altında lisanslanmıştır.

Su çözünürlüğü ile magma bileşimi, sıcaklık, basınç ve viskozite arasındaki karşılıklı ilişkiler yine de karmaşıktır (Mysen, 2014). Genel olarak ergiyiklerin su içerikleri yükseldikçe giderek depolimerize olurlar. Böylece, suya doymuş magmalar susuz eşdeğerlerinden daha az viskoz olur. Daha da önemlisi, silikat magmalarındaki su

çözünürlüğü azalan basınçla önemli ölçüde azalır. Bu ilişkiler magma özelliklerini ve aynı zamanda magmalardaki sulu bir fazın görünümünü kontrol ettikleri için birçok jeolojik süreç açısından çok önemlidirler (aşağıdaki alt bölümde daha ayrıntılı olarak tartışılmıştır). Sulu faz ayrımı volkanik püskürmelerin doğasında kritik bir rol oynar, ve, bu bölümün geri kalanında tartışıldığı üzere, magmatik-hidrotermal cevher oluşturma sistemlerinin anlaşılmasına da temel oluşturur.

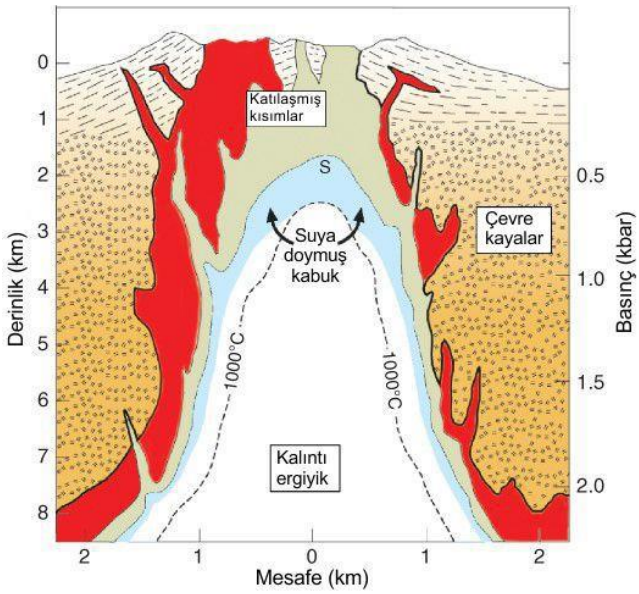
2.3.3 Burnham Modeli

H_2O'ya doymuş magma bölgelerinin oluştuğu ve bir granit intrüzyonunun çatısına doğru lokalize edildiği süreçlerin ve bunların granitoyide bağlı maden yatakları açısından önemi Burnham (1967, 1979, 1997)'ın çalışmalarında vurgulanmıştır. Bu kavram Whitney (1975, 1989), Candela (1989a, b, 1991, 1992, 1997), Shinohara (1994), Williams-Jones ve Heinrich (2005) ve diğer araştırmacıların çalışmalarıyla çok verimli bir şekilde araştırılmış, deneysel ve teorik olarak sürekli geliştirilmiştir

Granitik bir magma kristallendiğinde likidus topluluğu susuz minerallerin hakimiyetinde olup, H_2O ve diğer uçucu türler dâhil olmak üzere, çözünmüş uyumsuz bileşenlerin derişimi Rayleigh fraksiyonlaşmasına benzer işlemlerle artar (bkz. Bölüm 1). Kristallenme dizisinin erken veya geç bir aşamasında granitik magma suya doymuş hale gelecek ve bu da silikat ergiyiğinde kimyasal olarak farklı bir faz oluşturmak üzere sulu bir sıvının ortaya çıkmasına veya "açığa çıkmasına" neden olacaktır. Bu sürece H_2O doygunluğu denirse de genellikle "kaynama" veya "buhar doygunluğu" olarak da adlandırılır. Bu terimler genellikle kavram kargaşasına yol açar. Dipnot 1'de konuya biraz daha açıklık getirilmiştir. Sulu akışkanın yoğunluğu granitik magmanınkinden (tipik olarak yaklaşık 2,5 g/cm^3) önemli ölçüde daha düşük (genellikle 1,0 g/cm^3 veya daha az, bkz. Şekil 2.2c) olduğundan, magma odasının çatısına veya kabuğuna yükselme ve orada konsantre olma eğiliminde olacaktır. Magmadaki orijinal OH^-'in bir kısmı kayaç yapıcı sulu mineraller (biyotit ve hornblend gibi) oluşturmada kullanılabilir; ancak, bu şekilde oluşan magmatik-hidrotermal su miktarı çok önemli olabilir.

Başlangıçta ağırlıkça %2,7 oranında H_2O içeren sığ bir granit intrüzyonunda (2 km derinlik) H_2O'ye doygun magma zonunun oluşum kavramı şematik olarak şekil 2.5'de verilmiştir. Bu sığ derinliklerde kalıntı magmanın su içeriği ağırlıkça %3,3'e ulaştığında sadece yaklaşık %10 kristallenme sonucu H_2O doygunluğu elde edilir. Şekil 2.5'de görüldüğü gibi, düşük basınçlarda esasen, denge buhar basıncı magmatik sistemdeki yük basıncına eşit olduğundan ve gaz baloncukları (yani su buharı artı CO_2 gibi diğer uçucular) buharlaştığından, akışkan kaynar. Buhar doygunluğunun azalan basınç sayesinde elde edildiği sürece (yani magmanın yukarı doğru yerleşmesi veya odanın mekanik olarak bozulması nedeniyle) "ilk kaynama" denir ve özellikle yüksek kabuk seviyelerine uygulanabilir. Daha önce belirtildiği gibi, izobarik koşullar altında çoğunlukla susuz minerallerin aşamalı kristalizasyonu yoluyla da sulu bir akışkana göre doygunluğa ulaşmak da mümkündür. Bu süreç özellikle "ikinci kaynama" olarak adlandırılır. İkinci kaynama

[1] Magmatik sulu bir çözeltinin basıncı, sıcaklığı ve bileşimi belirtilmedikçe akışkan veya buhar olarak mı yoksa homojen bir süper kritik faz olarak mı var olduğu söylenemez (bkz. Şekil 2.2). Böyle bir durumda "*H_2O akışkanı*" genel terimiyle anılmalıdır. Magmatik sulu faz, türediği silikat ergiyiğinden çok daha az yoğun olduğundan ve CO_2 veya SO_2 gibi düşük çözünürlüğe sahip diğer uçucu bileşikler içerebileceğinden, genellikle "buhar" veya "uçucu" evre olarak adlandırılır. Buna ek olarak, homojen bir süper kritik akışkan, kabını etkin bir şekilde dolduracak olandır ve bu anlamda yoğunluğu yeryüzünde bir gazdan çok daha yüksek olsa da, bir gaz veya buhar olarak görülmelidir. Buna göre, bu kitapta H_2O doygunluğu kaynama, gazdan arınma ve buhar doygunluğu terimleri birbirinin yerine kullanılmıştır. Bu kavramlar alt bölüm 2.4.4'te tekrar ele alınmışlardır.

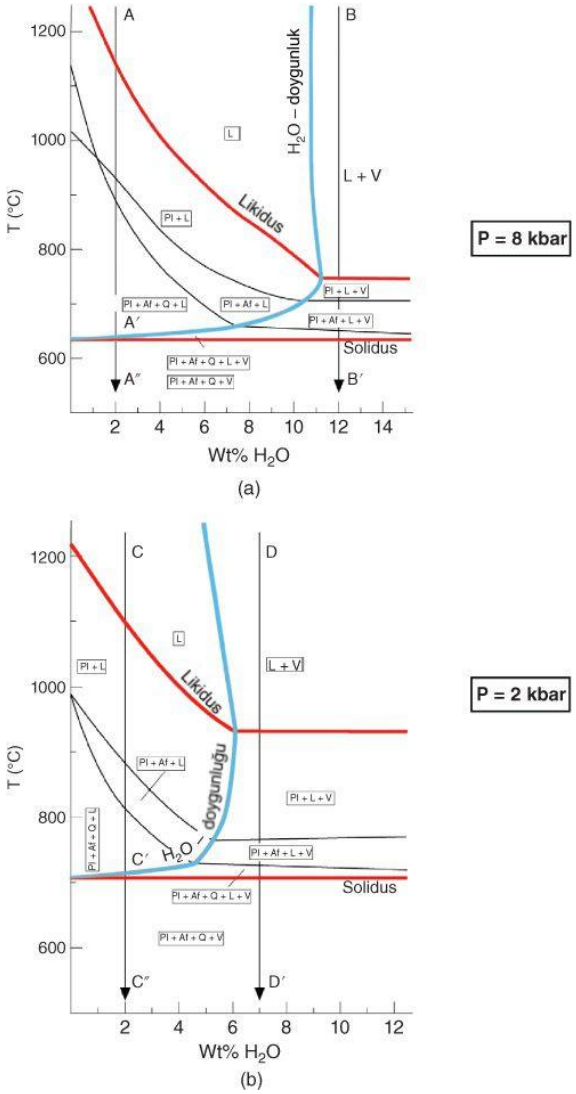


Şekil 2.5 Aşamalı kristallenmeye uğrayan ve H_2O'ye doymuş granit solidus (S) alanındaki varsayımsal konumu ve sulu akışkanların kalıntı magmada yoğunlaşabileceği bir bölgeyi (mavi renkli) gösteren yüksek seviyeli granodiyoritik bir intrüzyondan geçen şematik kesit (Burnham, 1979'dan).

genellikle daha derin yerleşimli magmatik sistemlerde ve nispeten ileri bir kristallenme aşamasından sonra meydana gelir. Daha sonra gösterileceği gibi, birinci ve ikinci kaynama arasındaki farklar ve daha spesifik olarak, magma katılaşmasının ilerlemesine göre H_2O sıvı doygunluğunun zamanlaması, granitlerle ilgili farklı maden yataklarının nasıl oluştuğunu anlamak açısından çok önemlidir (bkz. Alt Bölüm 2.6 ve 2.7).

Su çözücülüğünün basınca olan güçlü bağımlılığının yanı sıra, akışkan doygunluğunun ilksel ergiyiğin başlangıç su içeriği ile ilişkili olacağı açıktır. Başlangıçta su ve uçucular açısından daha zengin olan ergiyikler bu bileşenlerce tüketilmiş olanlardan daha erken doygunluğa (kristallenmenin ilerlemesine göre) ulaşacaktır. Deneysel çalışmalar (Whitney, 1989) basıncın ve başlangıçtaki su içeriğinin sıvı doygunluğu üzerindeki etkilerini doğrulamıştır. Şekil 2.6'da yüksek ve düşük basınçlarda normal bir granitik ergiyiğin H_2O doygunluğa ulaşılmasının kristallenme sıralamaları ve başlangıçtaki H_2O içeriğinin karşılaştırılması verilmiştir. Yerkabuğunun derinliklerinde (örneğin 8 kbar'da), başlangıçtaki granitik ergiyiğin ağırlıkça %2 H_2O içerdiği bir durumda, 1100 °C civarındaki sıcaklıklarda plajiyoklazın çekirdeklenmesiyle kristallenme başlar. Bunu, K-feldspat ve düşük sıcaklıklarda likidus üzerindeki kuvars (Şekil 2.6a'da A-A′-A″ izi,) takip eder. H_2O doygunluğu katılaşmanın sadece birkaç derece üzerindeki sıcaklıklarda (A'da) ve ancak ergiyiğin %80'inden fazlası kristallendikten sonra elde edilir. Solidus 650 °C'de kesişir; bu noktada magma tamamen katılaşmıştır. Bu granitin başlangıçta 8 kbar'da H_2O'ya doymuş olması durumunda (ki bu mümkün değildir), şekil 2.6a'da B-B′ kristallenme izi ile gösterildiği gibi, granitin ağırlıkça en az %12 H_2O içermesi gerekir ve ergiyik yaklaşık 750 °C'ye soğuyana kadar plajiyoklaz kristallenmesi başlamaz. Bu durumda katılaşma 750 ile 650 °C arasında ve tamamen H_2O akışkanı varlığında oldukça hızlı ilerleyecektir.

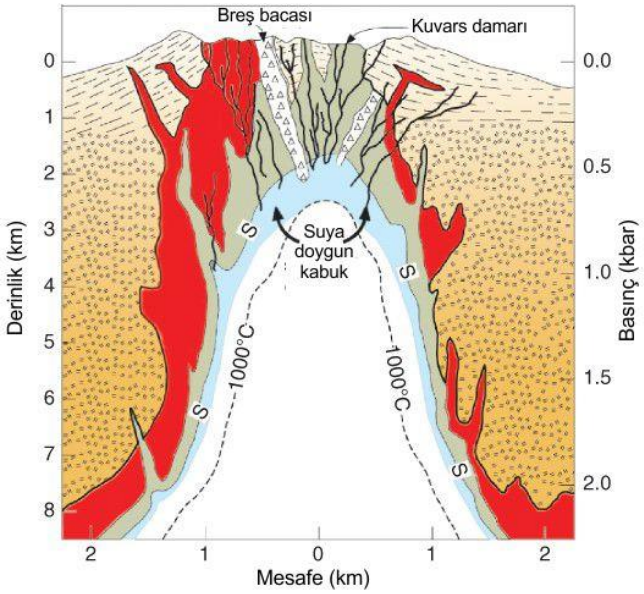
Kabukta daha sığ seviyelerde (2 kbar) durum oldukça farklıdır (Şekil 2.6b). Aynı granitik magma bileşimi başlangıçta ağırlıkça sadece %6-7 H_2O içeriyorsa suya doymuş olacaktır. Bu durumda (D-D′ izi) kristallenme H_2O akışkanının varlığında, daha derine ait sıcaklık aralığındakinden daha geniş bir sıcaklık aralığında gerçekleşecektir. 8 kbar'da aynı



Şekil 2.6 Granitik ergiyiklerin soğuması ve katılaşması için kristallenme dizilerini gösteren H_2O içeriğine kaşı sıcaklık diyagramları (a) Derin kabuk seviyelerinde (8 kbar) ve (b) daha sığ kabuk seviyelerinde (2 kbar) - Her iki durumda da koyu çizgiler H_2O doygunluk eğrisine ve ayrıca sıvılaşma ve katılaşmaya işaret eder. Pl: Plajiyoklaz, Q: Kuvars, Af: Alkali feldispat, L: Ergiyik, V: H_2O akışkanı. Kristallenme izleri granitin başlangıçta H_2O'ya aşırı doygun olduğu (B-B′ ve D-D′) veya H_2O'da belirgin şekilde yetersiz doygun (A-A′-A″ ve C-C′-C″) olduğu varsayımsal durumları ifade eder (Whitney, 1989'dan).

kristallenme izi H_2O'ye doymamış alanda, sıcaklık aralığının büyük bir kısmında var olabilirdi. Düşük başlangıç su içeriğine sahip, 2 kbar'da granitik bir ergiyik (Şekil 2.6b'de ağırlıkça %2; C-C′-C), kabukta daha derinde olduğu gibi, yetersiz doymuş alanda önemli bir sıcaklık aralığında kristallenecektir. Ancak, bu durumda H_2O doygunluğu daha yüksek bir sıcaklıkta (C' noktasında yaklaşık 700 °C) ve sadece %60-70 oranında kristallenmeden sonra elde edilecektir.

Bu deneysel veriler bir sulu akışkanın bir granitik eriyikten kristalleşmesinin normal bir sonucu olarak ayrılacağı fikrini güçlendirmektedir. Burnham modeli çok çeşitli maden yatağı türlerinin oluşumuna uygulanabilir. Porfiri Cu-Mo, epitermal değerli metal ve polimetalik skarn tipi yataklar bu modelde öngörülen süreçlerle ilişkilendirilen yataklara örneklerdir. Bu yatak türlerinin daha ayrıntılı açıklamaları sonraki alt bölümlerde verilmiştir.



Şekil 2.7 Granit gövdenin apeks kısmında hidrolik çatlamanın bir sonucu olarak gelişebilecek damarlanma ve breş borusu oluşumunun doğasını gösteren yüksek seviyeli bir granodiyoritik intrüzyonun (Şekil 2.5'teki gibi) şematik kesiti (Burnham, 1979'dan).

2.3.3.1 Kaynamanın Mekanik Etkileri Üzerine Bir Not

Bir granit magma odasının çatı bölgesine sıkışmış sulu bir akışkan, türediği intrüzif kompleksin içinde ve çevresinde etkili bir şekilde dolaşma fırsatı olmadığı sürece, metallerin dağılımı ve derişimi üzerinde sınırlı bir etkiye sahip olacaktır. Bununla birlikte, silikat ergiyiğinin birim kütlesi için 'hacim + düşük yoğunluklu H_2O akışkanı' suya doymamış eşdeğer magma kütlesinden büyük olduğundan, bir magma içinde çözünmüş bir H_2O akışkanının varlığına mekanik enerji salınımı da eşlik eder (Burnham, 1979). Bunun nedeni, sulu ve uçucu türlerin yoğunluklarının, açığa çıktıkları silikat magmanınkinden önemli ölçüde daha düşük olmasıdır. Kabuktaki sığ seviyelerde H_2O sıvı üretimine eşlik eden hacim değişikliği %30'a kadar çıkabilir (P_{toplam} 1,0 kbar'da). Bu da odanın iç kısmında aşırı basınca neden olur ve çevredeki kayaların gevrek kırılmasına neden olabilir. Bu tür bir kırılmadan kaynaklanan hidro-çatlama genellikle, kaya kütlesinin genişlemesi genelde yatay düzlemde olan en düşük asal gerilme yönünde gerçekleşeceği için, eğimi fazla olan çatlaklar oluşturur. Hidro-çatlaklar granit gövdenin tepe kısımlarında H_2O sıvı üretim bölgelerinden yayılma eğiliminde olup, yerli kayalara yayılabilir ve hatta yüzeye ulaşabilir. Bu kavram şekil 2.7'de şematize edilmiştir.

Deneysel çalışmalar, yüksek seviyeli granit yerleşiminin hem intrüzyonun kendisinde hem de çevredeki yerli kayalarında gevrek kırılma olasılığını artırdığını doğrulamıştır (Dingwell vd., 1997). Böylece, cevher taşıyan akışkanların verimli sirkülasyonu için mükemmel zemin hazırlığı sağlanır. Kabarcıklanma nedeniyle magma viskozitesini artıran uçucu doygunluk ve hızlı soğuma da yüksek seviyeli granitle ilgili cevher oluşturan sistemlerde gevrek kırılmayı desteklemeye yardımcı olan faktörlerdendir.

2.4 Magmatik-Hidrotermal Çözeltilerin Bileşimi ve Özellikleri

2.4.1 Kuvars Damarları - Sıvı Bileşimler Hakkında Bize Anlattıkları

Kuvars damarları hidrotermal aktivite ve cevherleşmenin yaygın bulunan göstergeleridir. Yerkabuğundaki çatlaklar boyunca süzülen

sıcak sulu çözeltilerden silika çökelmesinin ürünlerini temsil ederler. Basınç ve sıcaklık arttıkça, su giderek daha etkili bir çözücü haline gelir ve çoğu kayaç oluşturan minerallerin önemli miktarlarda çözünmesini sağlayabilir. 900 °C sıcaklıklarda ve 7 kbar'a kadar olan basınçlarda kuvarsın suda çözünürlüğü ağırlıkça yaklaşık %8'e yükselir (Anderson ve Burnham, 1965). Okyanus suları dâhil olmak üzere suda çözünmüş silika H_4SiO_4 (silisik asit) formunda bulunur. Bu madde hidrotermal çözeltilerin yaygın bir bileşeni olup, damarlarda yoğun olarak kuvars görülmesini açıklar. Sulu çözelti içindeki kuvars çözünürlüğünün değişimi oldukça karmaşıktır (Rimstidt, 1997) ve P ve T'ye ek olarak pH ve tuzluluk gibi diğer parametreler de önemli bir rol oynar. Sulu çözeltilerde P, T ve pH'nin kuvars çözünürlüğü üzerindeki birleşik etkileri şekil 2.8'de sunulmuştur. Sulu bir çözeltinin tuzluluğu (NaCl içeriği ile temsil edilir) silikayı çözme kabiliyetinde önemli bir rol oynar (Newton ve Manning, 2000). 4 kbar'dan düşük basınçlarda kuvars çözünürlüğü artan tuzlulukla biraz artarsa da, daha yüksek basınçlarda çözelti davranışında belirgin bir değişiklik olur ve silika çözünürlüğü yüksek sıcaklıklarda bile önemli ölçüde azalır. Karışık H_2O-CO_2 çözeltilerindeki silika çözünürlüğünün su bazlı tuzlu çözeltilerden çok daha düşük olduğu bilinmektedir. Bu da su bazlı tuzlu çözeltilerin yerkabuğunda silikayı taşıma olasılığı daha yüksek olan tür olduğunu gösterir (Newton ve Manning, 2000).

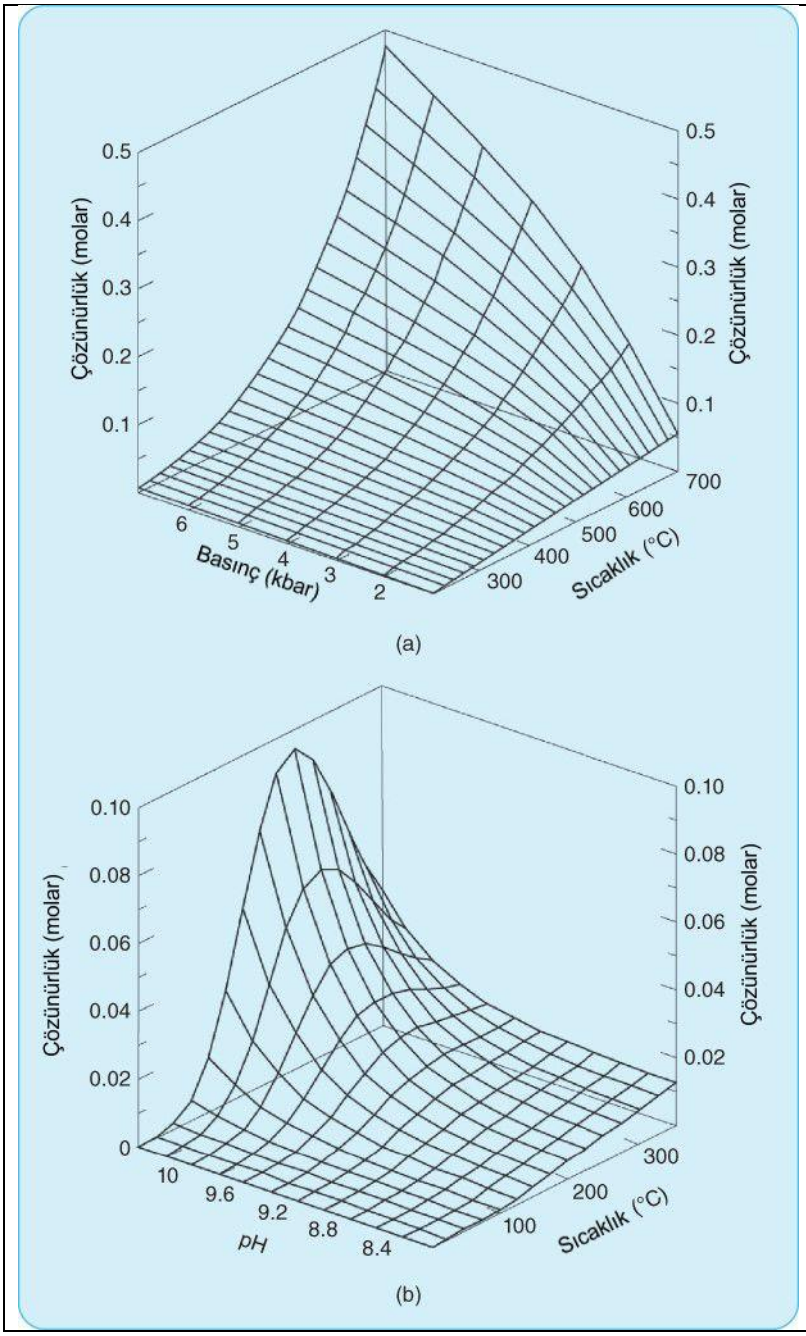
2.4.2 Magmatik Sulu Çözeltilerdeki Majör Elementler

Su silika dışında önemli miktarlarda alkali metaller gibi diğer ana elementleri de çözebilir. Klasik bir deneyde Burnham (1967) graniti çeşitli koşullar altında saf suyla reaksiyona sokmuş ve yüksek basınç ve sıcaklıklarda (10 kbar ve 650°C) çözeltinin toplam çözelti içeriğinin ağırlıkça yaklaşık %9 olduğunu ve bileşimin granit ötektik (veya minimum ergiyik) ile yaklaşık aynı oranlarda Si, Na ve K içerdiğini göstermiştir (Şekil 2.9). Bu sonuç yüksek P-T'de sulu bir çözeltiden çöken malzemenin silikat ergiyiğinden (yani yaklaşık olarak eşit oranlarda kuvars + plajiyoklaz + K-feldispattan) kristallenen granit ile aynı bileşime ve mineralojiye sahip olabileceğini göstermiştir. Bununla birlikte, giderek daha düşük basınçlarda ve sıcaklıklarda çözeltinin toplam çözelti içeriği azalmış (2 kbar'da minimum ağırlıkça yaklaşık %0,7'ye), alkali metaller de (yani Na + K) silikaya göre azalmıştır (Şekil 2.9). Bu nedenle, yüzeye yakın bir yerde sulu hidrotermal çözeltiden çöken ürünler esas olarak silika içerirler.

Na^+, K^+ ve Si^{+4} gibi katyonların (elektron alıcıları) çözme yeteneklerine ek olarak, magmatik sulu çözeltiler ayrıca önemli miktarlarda Ca^{+2}, Mg^{+2} ve Fe^{+2} ve başta Cl^- olmak üzere çeşitli anyonik maddeleri de taşıyabilir. Anyonlar ligandlar (elektron vericiler) olarak adlandırılır ve sulu çözeltilerde HS^-, HCO_3^- ve SO_4^- de dâhil olmak üzere yaygın olarak bulunan birkaç anyon vardır. Cevher oluşturma süreçlerinde önemli olan bu ek bileşenler aşağıda ayrıntılı olarak ele alınmışlardır. Çözelti kimyası ve hidrotermal akışkanların farklı metalleri taşıma yeteneği hakkında daha fazla açıklama Bölüm 3'te verilmiş ve ayrıca Seward vd. (2014) tarafından özetlenmiştir.

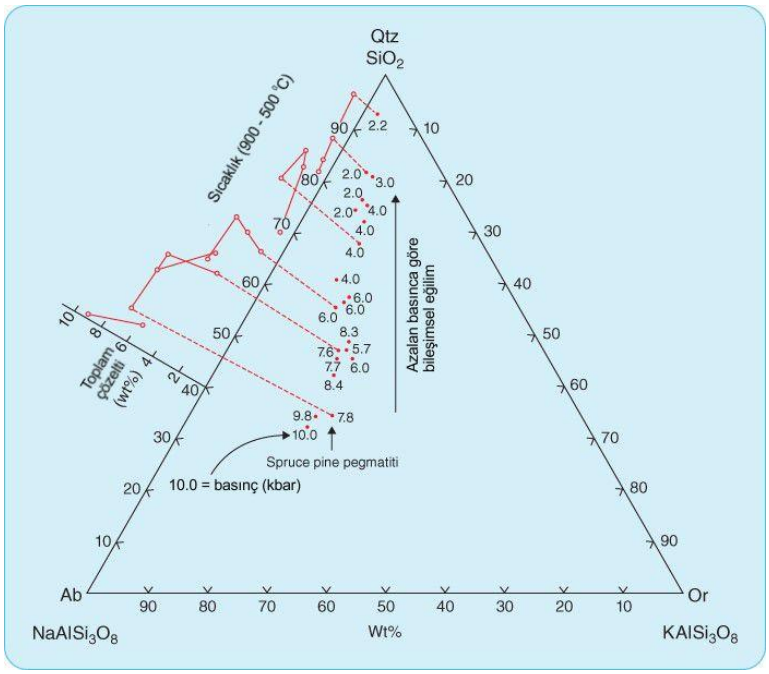
2.4.3 Magmatik Sulu Çözeltilerin Diğer Önemli Bileşenleri

Kayaların bileşimleri esasen kayaç oluşturan mineralleri oluşturmada yaygın olarak kullanılan 10 ana element oksiti (SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, MgO, MnO, CaO, K_2O, Na_2O ve P_2O_5) ile temsil edilebilir. Herhangi bir kayaç örneği çoğu son derece küçük miktarlarda bulunsa da bilinen diğer elementlerin çoğunu da içerir. Bunların tespiti çoğunlukla analitik teknolojinin getirdiği engellere bağlıdır. Aynı durum bir dereceye kadar yerkabuğundaki sulu çözeltilerin çözelti



Şekil 2.8 (a) Basınç ve sıcaklığın ve (b) sıcaklık ve pH'nin bir fonksiyonu olarak sulu çözeltilerdeki kuvars çözünürlüğünün değişimi (Rimstidt, 1979'dan).

içeriği için de geçerlidir. Yerkabuğunda birkaç yüksek düzeyde çözünürlüklü tür hakim olmasına rağmen, bazıları kolayca tespit edilebilen ve geri kalanı sadece eser miktarlarda olmak üzere çok çeşitli diğer bileşenler de mevcuttur. Sulu bir çözeltinin eser bileşenleri özellikle cevher oluşturma kapsamında kolaylıkla göz ardı edilemez, çünkü cevher



Şekil 2.9 2 ile 10 kbar arasında değişen basınçlarda (diyagramda her noktanın yanında gösterilen basınç) ve 600 ile 900 °C arasındaki sıcaklıklarda granitik bir pegmatit ile denge halindeki sulu akışkanın normalize edilmiş bileşimleri. Sol eksen boyunca çizilen noktalar basıncın bir fonksiyonu olarak sulu çözeltilerin toplam çözelti içeriğine karşılık gelen değişimi gösterir (Burnham, 1967'den).

oluşturan bir sıvıyı cevherce verimsiz olandan ayıran bu bileşenlerdir.

Yerkabuğundaki bir magmatik sulu çözeltinin karakteristik bileşimi muhtemelen en iyi şekilde aktif yanardağlara veya jeotermal kaynaklara bitişik olarak üretilen suların doğrudan analizi ile elde edilir. Bu tür akışkanların köken olarak tamamen magmatik olmadıkları (çoğu meteorik sulardan önemli katkılara sahiptir) artık bilinmesine rağmen, bunların bileşimleri sulu çözeltilerdeki çözünmüş bileşenlerin türleri ve miktarları hakkında makul bir gösterge sağlar. Çizelge 2.1'de dünyanın çeşitli yerlerine ait volkanik ve jeotermal sıvıların kimyasal bileşimleri verilmiştir. Bu veriler bu doğal akışkanların bileşim bakımından değişken olduğunu ve içinde dolaştıkları farklı kayaları ve muhtemelen diğer sıvı türleriyle kirlenmeyi yansıttığını göstermektedir. Tipik olarak magmatik akışların çözelti içeriğine alkali ve alkali-toprak metal katyonları ve ana anyon olarak klor hakim olmakla birlikte istisnalar da söz konusudur (örn., Rotorua; Çizelge 2.1).

Birkaç ilave yorum yapmak yerinde olacaktır. Genellikle magmatik akışkanlarla ilişkili önemli miktarda karbondioksit bulunur. Bu durum aşağıda ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Magmatik akışkanlardaki kükürt miktarı genellikle düşüktür. Ancak, yüksek kabuk seviyelerinde SO_2'nin kaynama sırasında buhar fazına ayrımlanmasının bir sonucu olabilir. Kükürdün oksitlenmiş ve indirgenmiş formları esasen birbirini dışlar ve ya SO_4^{-2} kompleksi (S^{+6} ile) ya da indirgenmiş HS^- kompleksi (S^{-2} ile) olarak bulunur. Nispeten oksitlenmiş I tipi magmatik akışkanlar sulu sıvı faza bölümlenen SO_4^{-2} olarak kükürt içerme eğilimindedir. Porfirik Cu ve Mo tipi yataklar bu nedenle pirit ve kalkopirit formundaki sülfit mineralleri ile ilişkilidir. Grafit içeren metasedimentler ile dengelenme nedeniyle daha

Çizelge 2.1 Jeotermal ve volkanik ortamlarla ilişkili doğal sulu çözeltileri içeren ana bileşenlerin tipik çözelti derişimleri (mg/kg veya ppm cinsinden) (Giggenbach, 1997 ve Giggenbach ve Soto, 1992'den uyarlanmıştır).

Yer	pH	Na^{+}	K^{+}	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+2}	Cl^{-}	HCO_3^{-}	SO_4^{-}	SiO_2
White Island	1,1	8630	960	2010	3200	6100	7300	< 1	6600	-
Mahagnao	5,8	20340	4840	2900	95	< 0,1	46325	20	138	-
Rotorua	6,8	147	20	8	1	< 0,1	13	560	< 5	-
Guanacaste	8,0	1720	167	181	18	-	3070	201	59	110
Deniz suyu	-	10560	380	400	1270	-	18900	140	2710	-

Deniz suyu karşılaştırma amaçlı verilmiştir.

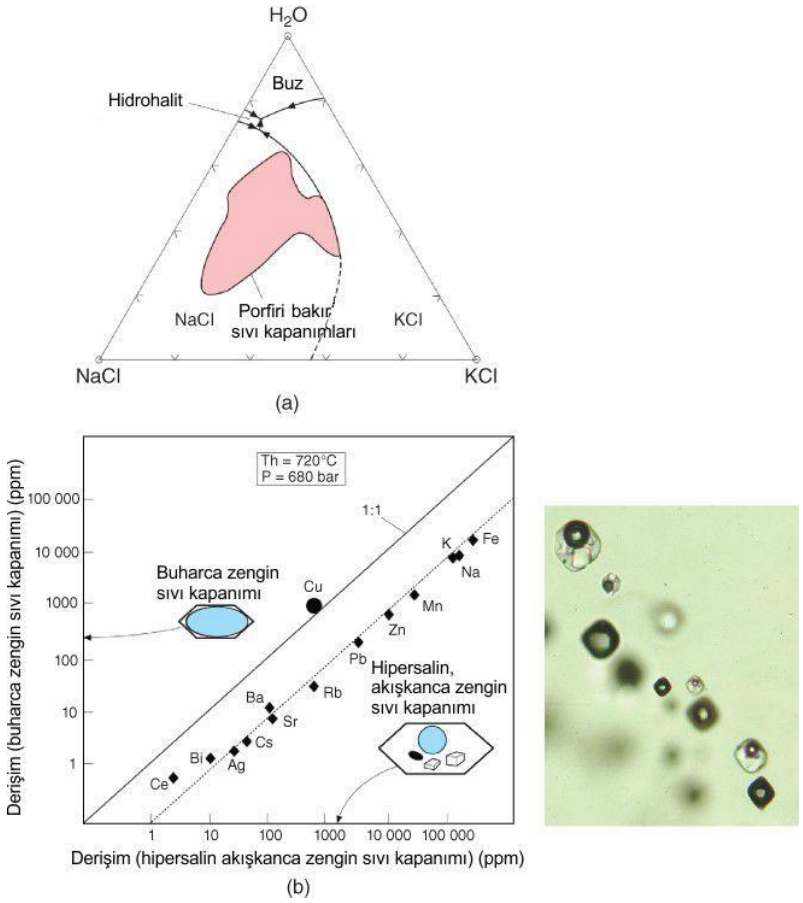
az indirgenen S tipi magmalar esas olarak H_2S veya HS^{-} içeren ve daha düşük toplam kükürt içeriğine sahip olan sulu akışkanları çıkarırlar. İndirgenmiş kükürt türlerinin varlığı sülfit minerallerinin daha düşük sıcaklıklara kadar stabilitesini destekler. Öyle ki, S tipi granitlerle ilişkili Sn ve W oksit mineralleri (kasiterit ve şeelit) bu sistemlerin cevherleşme dizisinde erken oluşma eğilimindedir (Burnham, 1997).

Çizelge 2.1'in doğal sulu çözeltilerin ana çözünmüş bileşenlerini gösterdiğini belirtmek önemlidir. Hidrotermal akışkanlarda eser bileşenler olarak kabul edilmesi gereken cevher metallerinin derişimleri genellikle tabloda gösterilenlerden önemli ölçüde düşüktür. Son analitik gelişmeler, magmatik cevher oluşturan akışkanların doğrudan bireysel sıvı kapanımlarında hapsolmuş küçük sıvı hacimlerinden ölçümlerine izin vermiş; bu da cevheri oluşturan granitik sistemlerdeki hem sulu akışkan hem de buhar fazlarının bileşimleri hakkında bazı önemli yeni bilgiler sağlamıştır.

2.4.3.1 Sıvı Kapanım Analizinden Magmatik Akışkan Bileşimlerinin Tayini

Cevher oluşturan akışkanlar kuvarsta ve diğer birçok kaya ve cevher oluşturan minerallerde bulunan küçük sıvı kapanımları (tipik olarak 5-30 μm çapında) incelemek suretiyle doğrudan araştırılabilir. Yüksek seviyeli porfirik Cu-Mo sistemleri üzerine yapılan çalışmalar birincil sıvı kapanımlarında hapsolmuş sıvının erken oluşumunun yüksek sıcaklıklar ve yüksek tuzluluklarla karakterize olduğunu ve ayrıca sıvı-buhar fazı ayrılması veya kaynama kanıtları sağladığını göstermiştir (Roedder, 1984). Bu cevher oluşturan sıvıların yüksek tuzlulukları, sıvı kapanımlarının sıklıkla yavru kristaller içerdiği gerçeğiyle doğrulanır (yani, kapanım içinde hapsolup soğuduktan sonra sıvıdan çökeltilen mineraller; bkz. Şekil 2.10a'daki ek mikrofotoğraf). Bu yavru kristallerin çoğu halit (NaCl) veya daha az yaygın olarak silvin (KCl) olarak tanımlanır ve magmatik akışkanların önemli miktarda çözünmüş K, Na ve Cl içerdiğine işaret eder. Şekil 2.10a'da çok çeşitli porfiri Cu yatakları için ayrı ayrı sıvı kapanımları üzerinde mikrotermometrik homojenleşme deneylerinden türetilen sıvı bileşimlerinin bir grafiği verilmiştir. Bu verilerin daha ayrıntılı bir açıklaması ve önemi Roedder (1984)'de bulunabilir.

Bununla birlikte, porfiri Cu ile ilgili cevher akışkanı bileşiminin çok daha doğru ve eksiksiz bir değerlendirmesi, lazer ablasyonlu endüktif eşleşmiş plazma kütle spektrometresi (LA-ICP-MS) kullanılarak bireysel sıvı kapanımlarının kantitatif analizi ile elde edilir. Bu olağanüstü teknik, küçük hacimdeki kapanım sıvısında ve yaklaşık 1 ppm seviyelerine kadar çok çeşitli katyonik türlerin tanınmasına ve analiz edilmesine izin verir. Şekil 2.10b'de Bajo de la Alumbrera porfiri Cu-Au yatağından alınan kuvars içinde bir arada bulunan iki sıvı kapanımının LA-ICP-MS analizinin sonuçları verilmiştir (Ulrich vd., 2001). Biri buhar açısından zengin bir kapanım ve diğeri birkaç



Şekil 2.10 (a) Çeşitli porfirik Cu yataklarından elde edilen sıvı kapanımlardaki sıvıların bileşimsel aralığını gösteren H_2O-NaCl-KCl sisteminin grafiği (Roedder,1984'den). (b) Bir arada bulunan hipersalin sıvı bakımından zengin sıvı kapanımlardaki metal derişimlerine karşı buhar bakımından zengin sıvı kapanımlardaki metal derişimlerinın grafiği (lazer ablasyon ICP-MS analizi ile elde edilmiştir). Grafik kaynama geçirebilecek bir sistemde bir arada bulunan sıvı ve buhar fazlarında metallerin bolluğunu ve dağılımını göstermektedir. Veriler Arjantin'deki Bajo de la Alumbrera porfiri Cu-Au yatağına aittir. Grafik Ulrich vd.(2001)'nden değiştirilerek alınmıştır. Mikrofotoğrafta Avustralya'daki kalay mineralli Mole Granit'ten bir arada bulunan hipersalin sıvı kapanımlarını (bir buhar kabarcığı ve ikincil kristaller içeren) ve buhar açısından zengin sıvı kapanımları (karanlık ve boş görünen) görülmektedir (Audétat vd., 1998'den. Fotoğraf izni: Christopher Heinrich).

yavru kristal içeren hipersalin sıvı bakımından zengin bir kapanım olarak bir arada bulunan iki sıvı kapanımı cevher akışkanının hapsolurken kaynadığını gösterir. Bunların analizleri elementlerin sıvı ve buhar arasında ne ölçüde bölümlendiğini ve her fazdaki metal bolluğunu yansıtmaktadır. Grafik, analiz edilen elementlerin çoğunluğunun (yaklaşık 10-20 kat) buhar yerine sıvı fazı tercih ettiğini göstermektedir (Şekil 2.10b). Beklendiği gibi, cevher akışkanının Na ve K içerikleri yüksektir; bunun yanı sıra Fe içeriği de yüksektir. Sıvı ayrıca çözelti içinde önemli miktarlarda Mn, Cu, Pb ve Zn içerir. İlginç bir şekilde Cu diğer metallerden farklı bir davranış göstererek buhar fazında zenginleşmiştir. Bu özellik daha önce

Lowenstern vd. (1991) ile ve Heinrich vd. (1999) tarafından da belirtilmiştir. Önceki çalışmaların gazlardaki metal çözünürlüklerinin tipik olarak düşük olduğunu öne sürmesine rağmen, bu özellik buhar fazının da metal taşınmasında rol oynayabileceğini göstermektedir. Metallerin buharla taşınması Alt Bölüm 2.6.2'de daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Sıvı kapanımların ve dolayısıyla hidrotermal maden yataklarının oluşumu sırasında metallerin taşınması ve yoğunlaşmasında rol oynayan akışkanların doğrudan analizi, metal derişimlerinin çok yüksek olabileceği cevherli akışkanı tipik olarak yerkabuğunda dolaşan daha yaygın çorak sıvılardan ayırt etmeyi kolaylaştır. Çizelge 2.2'de çeşitli magmatik-hidrotermal ve diğer cevher akışkanlarının metal içerikleri verilmiştir. Görüldüğü üzere, sulu cevherli akışkanlarının önemli miktarlarda çok çeşitli metalleri çözebileceği ve taşıyabileceği açıktır. Bu da hidrotermal maden yataklarının dünya genelinde yaygınlığını ve çeşitliliğini açıklamaktadır.

2.4.4 Magmatik Akışkanlardaki Karbondioksit

Volkanik püskürmelerden sudan sonra çıkan en yaygın gaz CO_2'dir. Çeşitli cevher oluşturan süreçlerde H_2O'ya göre daha az etkin olsa da, önemli bir rol oynar. Birçok farklı çalışmada CO_2'in magmalardaki çözünürlüğünün genellikle H_2O'nunkinden daha düşük bir mertebede olduğu doğrulanmıştır (Mysen, 1976; Brooker vd., 2001; Behrens ve Gaillard, 2006). Karmaşık çözünme davranışı sergilemesine rağmen, çözünürlük basınç ile artarken ergiyiğin SiO_2 içeriği arttıkça azalır. Normal felsik veya mafik ergiyiklerde moleküler CO_2 olarak çözünür, ancak alkali magmalarda çözelti içinde karbonat iyonik kompleksleri olarak da bulunur (Lowenstern 2001). Bir gösterge olarak, 3 kbar'da riyolit ve bazalt ergiyikleri normal olarak 1000 ila 2000 ppm arasında çözünmüş CO_2 içerdikleri; buna karşın lösitit ergiyiğinde en az dört ila beş kat daha yüksek değerler sergilediği görülür. Bu nedenle, CO_2 çözünürlükleri basınç ve magma alkalinitesinin bir fonksiyonu olarak artar.

CO_2 çözünürlükleri H_2O'nunkinden çok daha düşük olduğundan, CO_2'in erken ayrılacağı ve katılaşmanın erken bir aşamasında oluşan buharların daha sonra oluşanlardan CO_2 açısından daha zengin olma eğiliminde olacağı sonucu çıkar. Karbondioksit tercihen buhar fazına bölünecektir ve hem felsik hem de mafik birçok normal magmanın önemli kabuk derinliklerinde buhara doymuş olması muhtemeldir (Lowenstern, 2001). Düşük çözünürlüğe sahip diğer gazların da erken CO_2 doygunluğu veya köpürmesi tarafından oluşturulan buhar fazıyla ilişkili olması muhtemeldir. Uzun süreli farklılaşmaya uğramış veya sığ kabuk seviyelerine ulaşan sistemlerde üretilen uçucular, CO_2 gibi nispeten çözünmeyen gazların yanı sıra N_2 ve diğerleri halihazırda çözünmüş olacağından, H_2O'da baskın olma eğiliminde olacaktır. Bu nedenle, magmaların H_2O sıvı doygunluğundan önce ve bundan bağımsız olarak uçucuya doymuş hale

Çizelge 2.2 Çeşitli maden yatak türlerinden sıvı kapanımlarının seçilmiş metal içerikleri (ppm cinsinden) (veriler Audétat vd., 2000; Audétat vd., 2008; Samson vd., 2008; Banks vd., 1994; Stoffell vd., 2004 ve Seward vd., 2014'den).

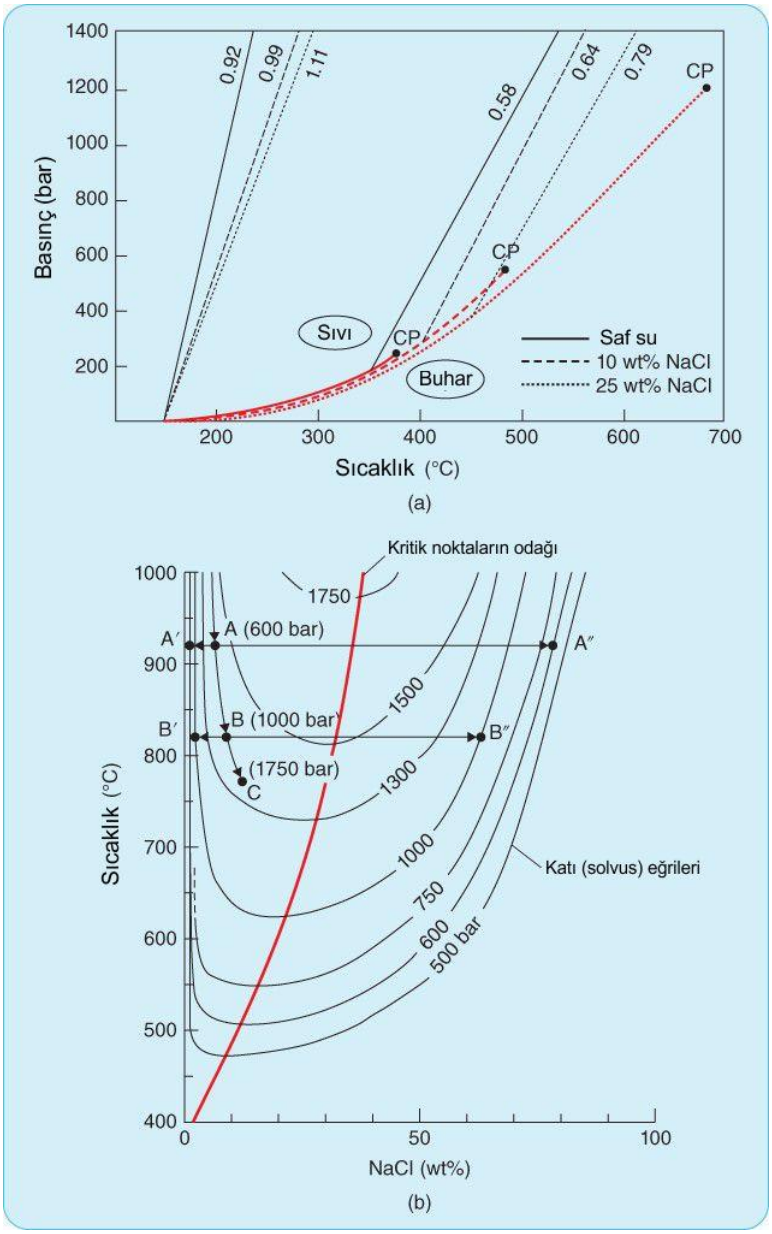
Yer	Fe	Cu	Zn	Pb	Sn	W	Ag	As	Sb	Ce
Mole (Sn graniti)	73000	2300	3600	3400	390	56	290	120	110	2
Santa Rita (Cu porfiri)	74000	2300	3400	800	-	57	7	8	8	6
El Mochito (Zn-Ag skarnı)	-	-	5930	4350	-	-	50	248	248	-
Capitan (NTE graniti)	43700	230	2500	470	63	30	3	25	25	300
Tri-state (Pb-Zn-MVT)	-	6	13	180	-	-	-	-	-	-

gelmesi mümkündür. Kristallenen bir granit içinde gelişen sulu bir sıvıda CO_2 varlığı, çözeltinin buhar ve tuzlu sıvı fazları arasındaki karışmazlığını artıracaktır. Bunlar faz değişikliklerini hızlandırmaları ve dolayısıyla çözeltiden metallerin çökelmesini artırmaları nedeniyle (Lowenstern 2001), bu tür süreçler cevher oluşumu sırasında çok önemli olabilir. Sıvıdan CO_2 köpürmesi konak kayaçlarda belirli türlerde alterasyona sebep olur ve kalan sıvıda pH'yi artırarak cevher oluşturma süreçlerini daha da etkiler (bunlar ve ilgili konular hakkında daha fazla açıklama için Bölüm 3'e bakınız). Bu nedenle, CO_2 hidrotermal çözeltilerdeki metallerin taşınmasında ve derişiminde önemli bir rol oynamasa da, yine de metallerin özellikle uçucu veya buhar fazı yoluyla dağıtılmasında ve çökeltilmesinde rol oynamaktadır.

2.4.5 Magmatik Akışkanların Diğer Önemli Özellikleri

Düşük basınçlarda magmatik sulu çözeltilerin önemli bir özelliği, farklı yoğunluklara ve bileşime sahip iki faza ayrılma eğiliminde olmalarıdır. Hidrotermal çözeltilerin bu özelliği genellikle göz ardı edilir ve ayrıca bu akışkanların tanımlanmasını daha da karmaşık hale getirir. Kaynama noktası eğrisinin (Şekil 2.2) aslında düşük yoğunluklu H_2O'yu daha yüksek yoğunluklu H_2O'dan ayıran bir katı-katı eğrisinin (solvusun) parçası olduğu açıktır. Yukarıda vurgulandığı gibi, bu ayrım sıvı ve buhar yoğunluklarının birleştiği ve sadece tek bir "akışkan" fazının mevcut olduğu kritik noktanın (veya solvusun) üzerindeki P-T aralığında anlamsız hale gelir. Saf suyun 374 °C, 220 bar ve 0,322 g/cm^3 olan kritik noktası, çözünmüş tuzlar (genellikle alkali klorür kompleksleri formunda) suya eklendiğinden daha yüksek sıcaklıklara ve basınçlara doğru hareket eder. Farklı tuzluluklara sahip hidrotermal çözeltiler için kritik noktaların temsili ve sıvı yoğunlukları (izokorlar) üzerindeki etkisi şekil 2.11a'da verilmiştir. Tuzluluğun artmasının bir sonucu olarak kritik noktaların geometrik yeri, sulu çözeltilerde karışmayan davranışın varlığını veya başka türlüsünü yöneten bir solvus sınırını temsil eder.

Magmatik sulu çözeltilerin (tuzlu sular) faz ilişkileri de bu nedenle, akışkanın basıncına, sıcaklığına ve bileşimine bağlı olarak kritik noktanın üzerinde tek bir homojen fazın mı yoksa altında iki karışmayan fazın mı var olduğunu belirleyen bu solvusa bağlıdır. Şekil 2.11b'de H_2O-NaCl sisteminin çeşitli basınçlardaki solvus eğrilerinin gösterildiği T-X düzlemine bir projeksiyonu verilmiştir. Faz ilişkileri, içinde A noktası ile temsil edilen bir bileşimde çözünmüş bir H_2O akışkanının oluştuğu 600 bar'daki bir granit için, ilgili solvusun altında var olan akışkanı göstermektedir. Böyle bir akışkanın ağırlıkça %78 NaCl (A') içeren küçük bir tuzlu su oranı ve sadece ağırlıkça %1 NaCl içeren daha hacimli bir düşük yoğunluklu sıvı (A) olmak üzer iki faza ayrılması gerekir (Burnham, 1997). 1000 bar'da aynı granit (B noktası, Şekil 2.11b ile temsil edilen çözülmüş bir H_2O akışkanı ile) aynı zamanda iki sulu çözeltiyi, ancak farklı bileşimlerle çözecektir. Tuzlu su bu durumda ağırlıkça %53 NaCl (B') içerirken, kalan sıvı ağırlıkça %2 NaCl (B') içerecektir. Diğer taraftan, 1500 barda granit (C noktasında çözünmüş bir H_2O sıvı bileşimi ile) ilgili solvusun çok üzerinde var olacak ve ağırlıkça yaklaşık %12 NaCl içeren tek, homojen bir sıvı fazı açığa çıkaracaktır. Sıvıda CO_2 varlığının çok daha yüksek basınçlarda karışmazlığı artıracağı unutulmamalıdır. Bu da CO_2'in magmatik-hidrotermal akışkan sistemlerinde oynadığı bir başka önemli roldür. Metaller kendilerini yüksek çözünmüş madde içeren tuzlu su ve daha saf H_2O fazı arasında farklı şekilde ayırdığından dolayı, bir H_2O akışkanının granit magmadan ayrıldığı süreçler, cevher oluşumunun anlaşılması için önemlidir. Bu konu, aşağıda alt bölüm 2.6'da ayrıntılı olarak ele alınmıştır.



Şekil 2.11 (a) Saf su ve ağırlıkça %10 ve %25 NaCl içeren iki sulu çözelti için kaynama noktası (sıvı-buhar) eğrileri, artan tuzlulukla birlikte kritik noktanın daha yüksek sıcaklıklara ve basınçlara geçişini göstermektedir. İlgili yoğunluklara (g/cm^3 cinsinden) sahip seçili izokorlar da üç durumun her biri için gösterilmiştir (diyagram Roedder ve Bodnar, 1980'den değiştirilerek alınmıştır). (b) H_2O-NaCl sisteminin 500 ile 1750 bar arasındaki değişik basınçlar için bir homojen sulu çözeltinin karışmaz fazlara ayrılıp ayrılmayacağını tanımlayan [örneğin A (600 bar) ve B (1000 bar), ilgili solvus değerlerinin altındadır] ya da tek homojen fazda kalan (örneğin, 1500 bar için solvus'un üstünde olan C'de) solvus eğrilerini gösteren bir izdüşümü (Bodnar vd., 1985'den).

Önceki bölümlerde magmatik-hidrotermal akışkanlar ve cevher oluşum süreçleri tartışması bazı kafa karıştırıcı terminolojilere yol açmıştır. Özet olarak ve daha fazla ilerlemeden önce, şu ana kadar atıfta bulunulan bazı kavramları açıklığa kavuşturmak için aşağıdaki tanımlar sunulmuştur.

- **H_2O doygunluğu:** Kristallenme dizisinin erken veya geç bir aşamasında granitik magma suya doygun hale gelecek ve bu da silikat ergiyiğinden kimyasal olarak farklı, sulu bir fazın ayrılmasına neden olacaktır. Magmatik sulu faz sıvı, buhar veya homojen süper kritik akışkan olarak var olabilir. Son durumda akışkan, kabını dolduracak bir madde olduğu için gaz benzeri kabul edilmelidir. Bu nedenle magmatik sulu fazı genellikle "buhar fazı" olarak adlandırılır. H_2O doygunluk süreci sistemin basıncını düşürerek (ilk kaynama) veya magmanın aşamalı kristallenmesi (ikinci kaynama) olmak üzere iki şekilde gerçekleştirilebilir.
- **Buhar doygunluğu:** Kaynama olarak da adlandırılır. Magmanın denge buhar basıncı sistem üzerindeki yük basıncına eşit olduğunda ve magma içindeki gaz kabarcıkları (yani buhar veya su buharı, CO_2, N_2, SO_2, H_2S vb.) oluştuğunda meydana gelir. CO_2 gibi düşük çözünürlüğe sahip uçucuların buhar doygunluğu H_2O doygunluğuna bağlı olmayabilir ve H_2O doygunluğundan önce gelişebilir.
  - **İlk kaynama** basınç azalması sonucunda (örn. magmanın yukarı doğru yerleşmesi veya odanın mekanik olarak bozulması nedeniyle) buhar doygunluğunun gerçekleştiği durumu ifade eder ve özellikle yüksek seviyeli sistemler için geçerlidir. Bu durum ergiyik içindeki uçucu fazların çözünürlüklerinin artan basınçla arttığı gerçeğini yansıtır ve bunun tersi de geçerlidir.
  - **İkinci kaynama** izobarik koşullar altında baskın olarak susuz minerallerin aşamalı kristallenmesi yoluyla H_2O sıvı doygunluğunun oluşmasını ifade eder. Daha derinlere yerleşmiş magmatik sistemlerle ilgilidir ve ancak nispeten ileri bir kristallenme aşamasından sonra ortaya çıkar.
- **Karışmazlık**: Düşük basınçlarda veya CO_2 içeren tuzlu su çözeltilerinin biri yoğun, daha tuzlu salamura suyu ve diğeri daha düşük yoğunluklu, düşük tuzlukta sulu çözelti olmak üzere iki faza ayrılma eğilimini ifade eder.

2.5 Pegmatitler ve Bunların Granitle İlişkili Cevher Oluşum Süreçleri Açısından Önemi Üzerine Bir Not

Pegmatitler genellikle magmatik sulu akışkan içeren magmadan kristallenmiş kayalar olarak kabul edilir. Pegmatitler genellikle granitlerle ilişkilendirilen ve başlıca granitik kayaçları oluşturan mineralleri içeren iri taneli kayaçlar olarak tanımlanırlar. Çoğu pegmatitlerin önemli kısmını oluşturan iri kuvars, feldispat ve muskovit kristalleri genellikle endüstriyel amaçlar için işletilir. Ek olarak turmalin, topaz ve beril gibi daha ilginç ve yarı değerli karakterde çok çeşitli minör mineraller içerebilirler. Pegmatitler ayrıca Sn, W, U, Th, Li, Be, B, Ta, Nb, Cs, Ce ve Zr gibi büyük iyon litofil ve yüksek çekim alan enerjili elementlerin zenginleşmelerini içerir (Thomas ve Webster, 2000). Pegmatitlerin kökeni genel olarak cevher oluşum süreçleri ve magmatik petrojenez için sağladıkları ipuçları nedeniyle verimli bir araştırma alanıdır (Cerny ve Meintzer, 1988).

Pegmatitler ile ilgili birkaç sınıflama şeması olmasına rağmen, Cerny (1991)'nin modeli bunları kökensel bir anlam ifade eden karakteristik metal topluluklarına ayrışması nedeniyle özellikle kullanışlıdır. Sub-alkaliden metalümin (büyük ölçüde I tipi) granitler ile ilişkili Nb-Y-F grubu ve bor bakımından zengin, genel olarak peralümin (baskın olarak S Tipi) granitler ile ilişkilendirilen Li-Cs-Ta takımı olmak üzere iki pegmatit ailesi tanımlanmaktadır. Bazı pegmatitik magmalar düşük derecelerde kısmî ergime sonucu ortaya

çıkar ve yüksek dereceli metamorfik bölgelerde küçük dayklar ve segregasyonlar oluştururlar. Diğer pegmatitler büyük granit intrüzyonlarının kubbe (cupola) bölgeleri ile mekânsal olarak ilişkili olup, bu tür kütlelerin en yüksek derecede farklılaşmış, suya doymuş kısımları ile kökensel olarak ilişkili olabilirler. Pegmatitlerin kökeni magmatik petrolojinin en ilginç sorunlardan biridir. Bu süreçler günümüzde iyi anlaşılmış olsa da, hala karmaşık ve biraz tartışmalıdır. Bu kayaçların anlaşılmasındaki hem erken hem de sonraki gelişmeler cevher oluşum süreçleri konusunda öğretici olup, aşağıda tartışılmıştır.

2.5.1 Pegmatit Oluşumuna Dair İlk Modeller

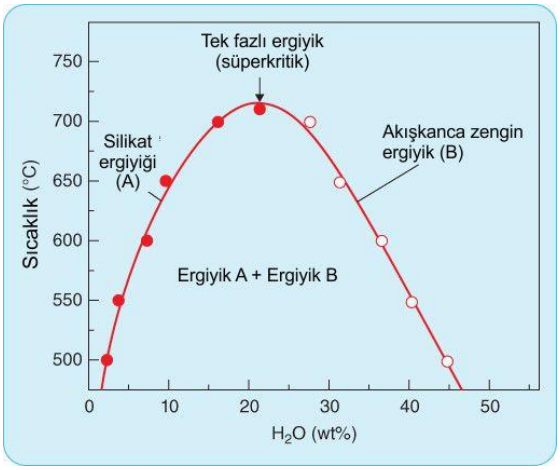
Pegmatitler esas olarak Jahns ve Burnham (1969) tarafından yazılan önemli makaleden önce granitik magmaların aşırı kristal fraksiyonlaşmasının ürünleri olarak görülmekteydi. Bununla birlikte, yapılan deneysel çalışmalarla pegmatitlerin çözünmüş bir H_2O sıvı fazının varlığında kristallenmeyle "normal dokulu" granitten ayrıldığı ileri sürülmüştür. Jahns ve Burnham (1969) daha belirgin bir ifadeyle granitten pegmatite geçişin kristallenme sıralamasında H_2O sıvı doygunluğunun meydana geldiği noktayı işaret ettiğini ve bu nedenle pegmatitlerin ayrı bir H_2O + uçucu fraksiyon varlığında oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Magmada H_2O akışkanının varlığı pegmatitlerin büyük kristal boyutunu açıklamak için kullanılmıştır. Pegmatitlerdeki iri kristaller granit katılaşmasının uçucu ile ilişkili çökmesinden dolayı uzun kristallenme nedeniyle büyümekte veya ana elementlerin düşük viskoziteli H_2O akışkanına doymuş magmanın daha verimli difüzyonu nedeniyle büyümektedir. Pegmatitlerdeki mineral zonlanması büyük ölçüde, nispeten yoğun silikat ergiyiğinin düşük yoğunluklu H_2O sıvı fazından ayrılmasına ve bununla birlikte Na'un silikat ergiyiği içinde kalırken K'nin sulu fazda bölümlenerek alkalilerin buna bağlı olarak ayrılmasına bağlanmıştır. Ek olarak, H_2O sıvı fazından çözünmüş bileşenlerin çökelmesinin, pegmatitler için yaygın olarak gözlenen egzotik mineral takımlarını (bir kovukta, süstaşı kalitesinde olanlar dâhil olmak üzere, Li, B, Cs, Be ve benzerlerince zenginleşmiş akışkanlardan oluşanları) açıklayabileceği öngörülmüştür. Jahns ve Burnham modeli, özellikle yüksek sıcaklık ve basınçlarda sulu bir akışkanın çok önemli oranda çözünen maddenin çözebildiğini gösteren deneysel verilerle desteklediği için oldukça çekicidir (bkz. Şekil 2.9).

2.5.2 Pegmatitlerin Kökeni Üzerine Güncel Görüşler

Jahns-Burnham modeli pegmatit oluşumunun yanı sıra genel olarak granitlerin kristallenmesi ve cevherleşmesi konusundaki anlayışta önemli bir ilerlemeye sebep olmuştur. Bununla birlikte, daha yeni çalışmalar bu kayaçların ve ilişkili maden yataklarının oluşumunu tam olarak anlamak için dikkate alınması gereken H_2O doygunluğuna ek olarak başka faktörlerin de olduğunu göstermiştir. Özellikle London (1990, 1992, 1996, 2005) tarafından yapılan araştırmalar magmayı normal sıvılaşma sıcaklığının altında soğutarak H_2O'ya doymamış granitik ergiyiklerden pegmatitlerin üretilmesinin mümkün olduğunu göstermiştir. Hızla aşırı soğuyan felsik magmalardaki kristallenmenin başlamasındaki kinetik gecikmelerin, ergiyiklerin yarı kararlı bir durumda kalması ve dengede olmayan kristal büyümesiyle sonuçlanması anlamına geldiği deneysel olarak kanıtlanmıştır. Mineral zonlanması, iri tane boyutu, değişken dokular ve yüksek oranda farklılaşmış kimya gibi pegmatitlerin çoğu özellikleri, granitik ergiyiklerin hızlı soğumasına karşı gecikmiş veya yarı kararlı kristallenme tepkisine dayalı olarak deneysel olarak taklit edilebilir. Bu çalışma, pegmatitlerin silikat ergiyik - H_2O akışkan ayrımlanması ve alkali element ayrışmasından ziyade magmatik kristal farklılaşma süreciyle (Jahns-Burnham modelinden önce önerildiği gibi) açıklanmasını sağlamıştır. London modeli, Jahns-Burnham modelinin karşılaştığı temel bir zorluk olan birçok pegmatitin genellikle sergilediği

parajenez ve simetrik mineral zonlanma deseninin açıklanma güçlüğünü ortadan kaldırmıştır. Granitik ergiyiklerin aşamalı şekilde içe doğru kristallenmesi (örn. yan duvar sınır tabakası farklılaşması gibi; Alt Bölüm 1.4.2 ve Şekil 2.5) sulu akışkanların magma odasının üst kısımlarında birleşme eğilimi göstermesi nedeniyle, özünde asimetrik olan H_2O sıvı eksolüsyonundan daha fazla simetrik mineral ve kimyasal zonlanmasına neden olur. Çalışma ayrıca pegmatitik dokuların mafik kayalarda neden nadir olduğuna dair oldukça iyi bir açıklama sağlamaktadır. Mafik ergiyikler daha az viskoz olup, kristalleri felsik eşdeğerlerinden çok daha kolay çekirdeklendirir; bu da denge kristallenme koşullarına ve daha tekdüze dokuların oluşumuna doğru bir eğilimle sonuçlanır.

Bununla birlikte, pegmatit oluşumu hakkındaki daha güncel modeller bu kayaçların oluşumunda su ve diğer uçucu maddelerin önemli rolünün hiçbir şekilde yadsınmadığı vurgulanmalıdır. Manitoba'daki (Kanada) Tanco Li-Cs-Ta pegmatiti üzerinde yapılan bir sıvı kapanım çalışması bu pegmatitin alümina-silikat ergiyiği ve H_2O akışkanının (minör CO_2 ile) karışımından kristallendiğini ve sıcaklık aralığının yaklaşık 700 °C'den 300 °C'nin altına kadar uzandığını ortaya koymuştur (Thomas vd., 1988). Bu gözlemler Jahns-Burnham modeline destek olarak yorumlanmış olmakla birlikte, B, F ve P gibi diğer uçucu türlerin pegmatit oluşumu üzerindeki ana etkisi dikkate alındığında süreçler daha da karmaşık hale gelmektedir (London, 1996). Bu üç element ayrı ayrı ve toplu olarak granit katılaşma sıcaklığını 500 °C'nin altına düşürür ve magmatik kristallenmenin meydana geldiği sıcaklık aralığını arttırır. Aynı zamanda ergiyik içinde H_2O'nun çözünürlüğünü önemli ölçüde arttırır ve kuvarsın kristallenmesini destekler. Güneydoğu Almanya'da Erzgebirge'de Sn-W-B-F-P'ce zengin Ehrenfriedersdorf pegmatitleri üzerinde yapılan bir çalışmada pegmatitik kuvarsdaki ergiyik kapanımlarının birlikte oluşan silikat bakımından zengin, H_2O'ca ve silikatça fakir fakat H_2O bakımından zengin ergiyiklerden meydana geldiği gösterilmiştir (Thomas vd., 2000). 1 kbar basınçta 500'den 700 °C'ye aşamalı artan yeniden ısıtmada, ikinci kapanımlar içindeki H_2O miktarı azalırken, öncekilerin su içeriğinde kararlı bir artış olur (Şekil 2.12). 700 °C'nin hemen üzerinde iki kapanımın popülasyonları özdeş olup, her ikisi de ağırlıkça yaklaşık %20 H_2O içerirler. Bu durum silikat bakımından zengin H_2O bakımından fakir ve silikat bakımından fakir H_2O bakımından zengin ergiyiklerin 700 °C'nin üzerinde başlangıçta homojen tek bir ergiyikten türediğini gösterir.



Şekil 2.12 Ehrenfriedersdorf pegmatitinden (1 kbar'da) yeniden homojenize edilmiş, silikat bakımından zengin H_2O bakımından fakir (A) ve silikat bakımından fakir H_2O bakımından zengin (B) ergiyik kapanımları için sıcaklığa karşı H_2O içeriği grafiği. Eğri yaklaşık 700 °C ve ağırlıkça %20 H_2O içeriğinde kritik bir noktadaki (üzerinde artık iki ergiyik arasında bir ayrım olmadığı ve karışabilir oldukları) bir katı-katı (solvus) sınırını tanımlar (Thomas vd., 2000'den).

Düşük basınçlarda bile (Ehrenfriedersdorf pegmatitleri yaklaşık 1 kbar'da kristallenmiştir) bu B-F-P'ce zengin pegmatitik magmalar silikat ergiyiği ile sulu akışkan arasında tam karışabilirlik sergilerler. Öyle ki, su bu ergiyik içinde sonsuz çözünür olarak kabul edilebilir. Bununla birlikte, 700 °C'nin altında soğuduğunda beraber bulunan iki ergiyik oluşturmak üzere karışmazlık meydana gelir. Bunlardan biri düşük H_2O içerikli, diğeri de yüksek H_2O içeriğine sahip silikat ergiyiğidir (Şekil 2.12). Ancak, bunlardan ikincisi silikat ergiyiğinden daha sulu bir çözeltiye benzer bir yoğunluğa, viskoziteye ve yayılma gücüne sahiptir. Özellikleri suya benzer olmasına rağmen, Jahns-Burnham modelinde oluşması öngörülen ayrılmış H_2O akışkanından farklıdır.

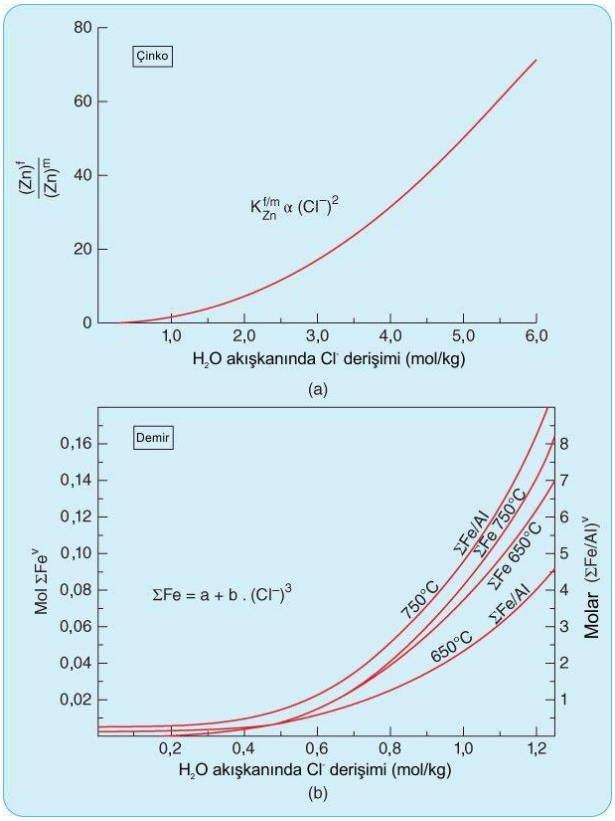
Bu nedenle, bir magmatik sulu fazın, basitçe açığa çıkan H_2O'dan daha karmaşık bir akışkan ile temsil edilebileceği açıktır. Yüksek basınç ve sıcaklıklardaki su, soğutulduğunda granitle oldukça benzer olmayan yığın bileşimlerle çökeltiler verecek önemli miktarlarda çözünmüş silika ve alkaliler içerebilir. Daha düşük basınçlardaki H_2O akışkanı bir sulu faz varlığında kristallenme oluşacak şekilde normal bir granitik magmadan ayrılacaktır. Ancak, düşük basınçlarda ve B, F ve P gibi elementlerin önemli derişimlerde bulunmasıyla granit ergiyiğin katılaşma sıcaklıkları önemli ölçüde azalır ve H_2O çözünürlüğü H_2O doygunluğunun hiç oluşmayacağı ölçüde artar. Bu durumda biri H_2O açısından zengin ve yüksek çözelti içerikli sulu bir çözeltiye benzer fiziksel özelliklere sahip iki karışmaz ergiyik oluşur. Pegmatitler açıklanan bu durumların hepsinde oluşabilir.

2.6 Akışkan-Ergiyik İz Element Bölümlenmesi

Magmanın yerkabuğunun sığ seviyelerine yükselmesi kaçınılmaz olarak sulu bir akışkan veya buhar fazına doygunluğa yol açar. Çoğu felsik magmalarda H_2O'nun yayılma hızı nispeten düşük olsa da, yüzen, düşük yoğunluklu H_2O akışkanı taşıdığı ergiyik ve kristallerle birlikte magma odasının doruk kısımlarına hareket edecektir (Candela, 1991). Denge durumunda magmanın iz bileşenleri ergiyik, kristaller ve H_2O akışkanı arasında bölünmelidir. İz bileşenlerin, örneğin metallerin, bölümlenme katsayıları biliniyorsa bu fazlar arasında nasıl dağıldıkları ölçülebilir bir süreçtir. İz elementlerin ergiyik ve H_2O akışkanı arasında bölümlenmesini ifade eden denklemleri tıpkı önceki bölümde alt bölüm 1.3.4'te iz elementlerin ergiyik ve kristaller arasında bölümlenmesi üzerine yapılan tartışmada olduğu gibi türetmek mümkündür. Ancak, su doygunluğundan önce bölümleme davranışını göz önünde bulundurmanın gerekli olması gerçeğinden dolayı ve ayrıca uyumsuz bileşenlerin H_2O akışkanı tarafından tutulması hem akışkanın hem de o akışkanın türediği magmanın çözünürlüklerine bağlı olduğu için, ergiyik-akışkan bölümlemesine dair değerlendirmeler karmaşıktır. Ergiyik-akışkan bölümlenme davranışının nicelleştirilmesine ilişkin ayrıntılı açıklamalar Candela ve Holland (1984, 1986), Candela (1989a, b, 1992) ve Candela ve Piccoli (1995)'nin çalışmalarında bulunabilir. Bu çalışmaların sonuçları daha ayrıntılı olarak tartışılmadan önce hidrotermal akışkanların neden bu kadar iyi çözücüler olduğunu ve bu nedenle metalleri bu kadar etkili bir şekilde toplayıp taşıyabildiğini açıklayan bazı klasik deneysel çalışmalardan kısaca bahsedilecektir. Bu konuyla ilgili daha fazla ayrıntı Bölüm 3'te verilmiştir.

2.6.1 Sulu Çözeltide Metal Çözünürlüğü Üzerine İlk Deneyler

Burnham (1967) ve Holland (1972) gibi araştırmacılar tarafından yapılan ilk deneysel çalışmalar bir magmatik H_2O akışkanındaki birçok metalin çözünürlüğünün sıcaklık ve pH gibi diğer parametrelere ek olarak büyük ölçüde Cl^- derişimine bağlı olduğunu göstermiştir. Sulu bir çözelti deneysel olarak granitik bir ergiyik ile tepkimeye sokulurken Zn, Mn, Fe ve Pb gibi metallerin H_2O akışkanına güçlü bir şekilde bölümlendiği ve akışkan ile ergiyik arasındaki metal derişiminin akışkanın Cl^-



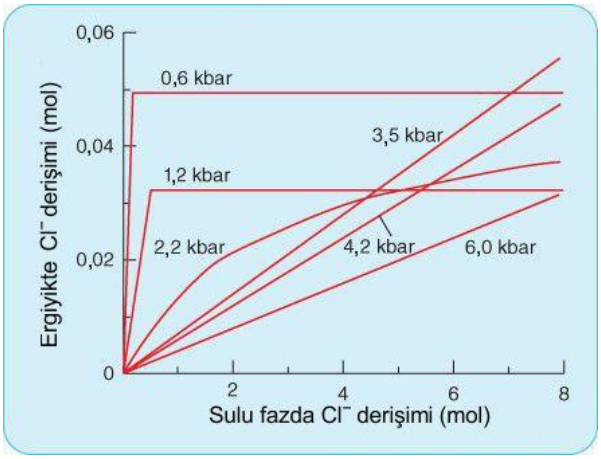
Şekil 2.13 (a) Akışkanın Cl^- derişiminin bir fonksiyonu olarak H_2O akışkanında $[Zn]^f$'deki Zn derişiminin bununla ilişkili olan granitik ergiyiğindeki $[Zn]^m$'ye oranı. Deneyler 770 ile 880 °C arasında çeşitli sıcaklıklarda ve 1,4 ile 2,4 kbar arasındaki basınçlarda yapılmıştır (Holland, 1972'den). (b) Cl^- derişimine bağlı olarak granitik bir ergiyik ile dengelenen H_2O akışkanındaki toplam Fe içeriği (sol ordinat) ve toplam Fe/Al oranı (sağ eksen). Deneyler 650 ve 750 °C sıcaklıklarda ve 2,0 kbar basınçta yapılmıştır (Burnham, 1967'den).

derişimi ile üssel olarak orantılı olduğu gözlenmiştir (Şekil 2.13a, b). Bu deneyler belirli metallerin sulu bir çözelti içinde ancak kayda değer miktarlarda klorür anyonu (Cl^-) bulunması durumunda kolayca çözüleceğini açık bir şekilde göstermiştir. Dahası, metaller Cl^- ile bağlanma veya kompleksler oluşturma gibi değişken yeteneklerine göre H_2O akışkanına farklı miktarlarda bölümlenme göstereceklerdir.

Şekil 2.13b ayrıca H_2O akışkanının toplam Fe içeriğinin sıcaklığa bağlı olarak değiştiği ve herhangi bir Cl^- değeri için 750 °C'de 650 °C'dekinden daha yüksek olduğunu göstermektedir. Bu durum çözünürlüğün genellikle sıcaklığa bağlı olarak arttığı şeklindeki görüşü doğrulamaktadır. Diyagram ayrıca sıvının Al içeriğinin sabit kaldığını (çünkü toplam Fe içeriği toplam Fe/Al oranıyla aynı şekilde değişir) ve sulu çözeltinin Cl^- derişiminden etkilenmediğini göstermektedir. Bu da metal çözünürlüğünün her zaman akışkan içindeki Cl^- derişimleri tarafından kontrol edilmediğini (yine de diğer ligandların varlığından etkilenebilmesine rağmen) ve bazı metallerin hiç bir şekilde sulu faza bölümlenmeyi tercih etmeyebileceğini göstermektedir.

Metal çözünürlüğünün Cl^- konsantrasyonlarına bağımlılığı ligandın kendisinin etkili bir şekilde H_2O akışkan fazına bölümleneceğini varsayar. Kilinc ve Burnham (1972), Shinohara vd. (1989) ve Webster ve Holloway (1990) reaksiyona göre klorürün güçlü bir şekilde magmatik sulu faza ayrıldığını deneysel olarak doğrulamışlardır:

$$Cl^-\ (\text{ergiyik}) + OH^-\ (\text{erg.}) \rightarrow HCl\ (\text{ak.}) + O^{-2}\ (\text{ergiyik}) \qquad (2.4)$$



Şekil 2.14 Bir silikat ergiyiğinde farklı basınçlar için Cl^- derişimlerinin ergiyikten ayrılmış H_2O akışkana göre değişimleri. Cl^- ergiyik ile kıyaslandığında sulu faza güçlü bir şekilde bölümlenir. Sıvı-buhar karışmazlığının oluştuğu düşük (0,6 ve 1,2 kbar) basınçlarda Cl^- derişimi bir arada bulunan buhar bakımından zengin fazda Cl^- doygunluğu ile belirlenir. Daha yüksek basınçlarda ergiyikteki herhangi bir Cl^- derişimi için homojen bir H_2O akışkan fazı daha yüksek basınçlarda daha fazla Cl^- içerecektir (Shinohara vd., 1989'dan).

Granitik ergiyik ile klorür içeren sulu bir çözelti arasındaki reaksiyon Cl^- iyonunun akışkana güçlü bir şekilde bölümlendiğini fakat bölümlenme katsayısının değerinin karmaşık bir şekilde değiştiğini göstermiştir (Şekil 2.14). H_2O akışkan fazının birbiriyle karışmayan iki fraksiyona (biri buhar bakımından zengin, diğeri sıvı bakımından zengin) ayrımlandığı düşük basınçlarda Cl^-'ün H_2O akışkan fazına bölümlenmesi, eşzamanlı olarak bulunan buharca zengin fazdaki Cl^- doygunluğu ile sabitlenir. Bununla birlikte, daha yüksek basınçlarda Cl^-'ün homojen bir H_2O akışkan fazına (yani kritik noktanın üzerinde) bölümlenmesi, ergiyik içindeki Cl^- derişimi (veya aktivitesi) tarafından kontrol edilir fakat yükselen basınçla birlikte artar.

Burnham, Holland ve diğerleri tarafından yapılan ilk deneyler sulu akışkan fazın bileşiminin ve daha özel olarak ligand türlerinin doğasının ve içeriğinin sulu çözeltilerde metal çözünürlüğü için ne kadar önemli olduğunu göstermiştir. Sulu çözeltilerin metal içerikleri elbette sadece Cl^- derişimine bağlı değildir. Diğer birçok faktör de hidrotermal sıvıların metalleri çözme ve taşıma kabiliyetini etkiler. Bu konunun daha kapsamlı bir açıklaması bir sonraki bölümde alt bölüm 3.4'te sunulmuştur. Aşağıdaki alt bölümde son teorik ve deneysel çalışmalar ışığında metallerin silikat ergiyiği ile çözünmüş magmatik H_2O akışkanı arasında bölümlenmesine dair daha ayrıntılı bir değerlendirme verilmiştir.

2.6.2 Metallerin Akışkan-Ergiyik Bölümlenmesine Ayrıntılı Bir Bakış

Metallerin silikat ergiyiği ile çözünmüş H_2O akışkanı arasında bölümlenmesi karmaşık bir konudur. Metallerin ergiyik ve akışkan arasında bölümlenme derecesi değişken olup, büyük ölçüde gelişen bir sistemde kendisi sürekli olarak değişen akışkanın Cl^- (ve diğer ligand) derişimi tarafından kontrol edilir. Ancak, buna ek olarak sıcaklık, basınç, ergiyik silikatta kalan su miktarına kıyasla ergiyikten çıkan su miktarı (yani, kristallenme sırasında H_2O akışkan doygunluğuna ulaşıldığında) ve silikat-akışkan sisteminin oksijen fugasitesi (fO_2) gibi faktörler de metal bölümlenmesini etkiler (Wood ve Blundy, 2002). Bu durum, sadece çok özel, bir dizi geçici koşullarla ilgili olduğundan bir bölümlenme katsayısının sabit olarak değerlendirilemeyeceği anlamına gelir. Ergiyik-akışkan bölümlenme katsayıları bu nedenle magmatik-hidrotermal sistem evrildikçe önemli farklılıklar gösterirler. Ek olarak, kaynamaya maruz kalan akışkanlarda ilişkili buhar ve sıvı fazlar arasında metallerin farklı bölümlenmesinin cevher oluşum süreçleriyle ilgili olduğu bilinmektedir. Bu konu aşağıda kısaca ele alınmıştır.

Candela (1989a) açığa çıkan bir H_2O akışkanının metal içeriğinin büyük ölçüde kristallenme sırasında su doygunluğunun ne zaman gerçekleştiğine bağlı olacağına işaret etmiştir. Bunun nedeni, kristal-ergiyik bölümlenmesinin H_2O akışkan-ergiyik bölümlenmesi gibi bir magma içindeki iz metalleri dağıtmak ve yoğunlaştırmak için etkili bir yol olabilmesidir. Özellikle "İlk kaynama" (buhar-doygunluğunun basınç düşüşünden kaynaklandığı zaman) ve "ikinci kaynama" (artık ergiyiğin H_2O içeriğinin belirli bir basınçta veya yerleşim seviyesindeki doygun su içeriğine yükselmesine neden olduğu zaman, baskın olarak susuz bir topluluğun kristallenmesi) arasında ayrım yapmak önemlidir. İlk kaynama süreçlerinin matematiksel olarak modellenmesi daha kolay olup, porfiri Cu ve Mo yatakları gibi yüksek seviyeli granit intrüzyonlarıyla ilişkili cevher oluşum süreçleriyle ilgilidir. İkinci kaynama metallerin ergiyik, kristal ve H_2O akışkan fazları arasında bölümlenmesi gerektiğinden daha karmaşık bir matematiksel model gerektirir.

2.6.2.1 "İlk Kaynama" Sırasında Akışkan-Ergiyik Bölümlenmesi

Candela (1989b) bir ilk kaynama durumu için H_2O akışkanı ve silikat ergiyiği arasında bir eser bileşenin dağılımını ölçen denklemler üretmiştir. Bu denklemler, bölünme davranışı akışkanın ligand derişimine bağlı olarak değişmeyen bileşenlere uygulanabilir. Form olarak Bölüm 1'de sunulan fraksiyonel ergime ve kristallenme için geçerli olan üstel denklemlere biraz benzerler ve şu şekilde ifade edilirler:

$$C^{i}_{akışkan} = D^{i}_{akışkan/ergiyik} C^{i}_{O} (1 - [(1 - F)\, C^{su}_{O}])^{D^{i}_{akışkan/ergiyik} - 1} \quad (2.5)$$

Burada $C^{i}_{akışkan}$: Sulu fazın evriminin herhangi bir anında H_2O akışkanındaki (i) bileşeninin derişimi, $D^{i}_{akışkan/ergiyik}$: bileşen (i) için H_2O akışkan/silikat ergiyik bölümlenme katsayısı, C^{i}_{O}: silikat ergiyiğinde (su doygunluğu anında tanımlanan) bileşenin (i) başlangıç derişimi, C^{su}_{O}: silikat ergiyiğindeki başlangıç su derişimi (su doygunluğu anında tanımlanır) ve F: silikat ergiyiğindeki su kütlesinin (su doygunluğundan sonra herhangi bir anda) silikat ergiyiğindeki başlangıç su kütlesine oranıdır.

İlişkili silikat ergiyiğindeki bileşen (i) konsantrasyonu basitçe şu şekilde verilir:

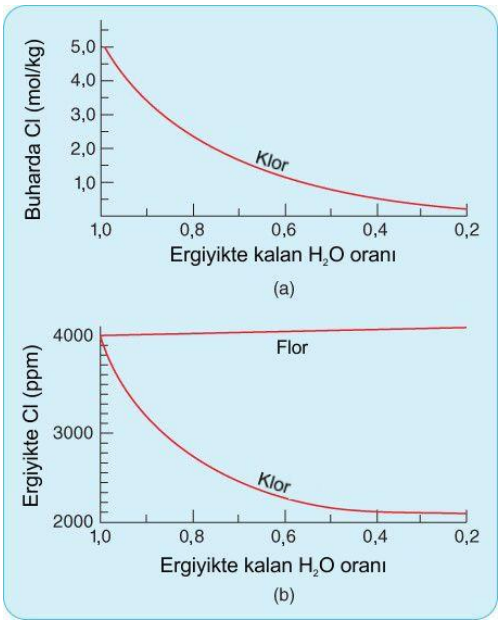
$$C^{i}_{ergiyik} = C^{i}_{akışkan} / D^{i}_{akışkan/ergiyik} \quad (2.6)$$

Burada $C^{i}_{akışkan}$: Eşitlik (2.5)'den elde edilen değerdir.

Bölümlenme katsayısı değerinin bilinmesi durumunda, gelişen bir sulu fazda ve ilişkili silikat ergiyikte klorür gibi bir halojenin derişimleri hesaplanabilir. Evrimleşen bir silikat ergiyik - H_2O akışkan sistemindeki Cl derişimin eğilimlerinin şematik gösterimleri şekil 2.15'te verilmiştir. Genellikle magmatik sulu bir akışkanın ortaya çıkması ergiyikte Cl'un tükenmesine neden olur (Şekil 2.15b) ve sistem tam katılaşmaya evrilirken H_2O akışkanında (Şekil 2.15a) Cl azalması buna eşlik eder. Sulu fazın ergiyikten klor veya klorür kompleksi oluşturan diğer metaller gibi bileşenleri çıkarma verimliliği H_2O akışkanındaki toplam bileşen miktarının başlangıçta ergiyikte su doygunluk zamanında mevcut olan miktara oranıyla etkili bir şekilde ölçülür (Candela, 1989b). Verimlilik faktörü $D^{i}_{akışkan/ergiyik}$ gibi sadece belirgin kriterlere göre değil, aynı zamanda F gibi (su doygunluğundan sonraki herhangi bir anda ergiyik silikat içindeki su kütlesinin silikat ergiyiğindeki ilk su kütlesine oranı gibi) parametrelere de bağlı olacaktır. Tüm uçucu bileşenlerin aynı şekilde davranmayacağını göz önünde bulundurunuz. Örneğin (Şekil 2.15b), florun ilk kaynama sırasında ergiyik içindeki derişiminin nispeten sabit kalacağı tahmin edilir.

2.6.2.2 "İkinci Kaynama" Sırasında Akışkan-Ergiyik Bölümlenmesi

Cu veya Zn gibi metaller için akışkan-ergiyik bölümlemesinin hesaplanması daha zordur çünkü bunların davranışları sadece basıncın fonksiyonuna değil, aynı zamanda sulu

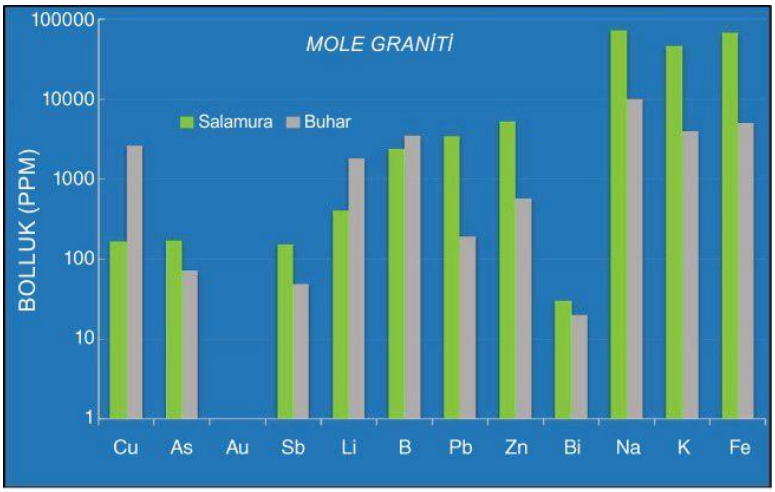


Şekil 2.15 Bir granitik magmadan açığa çıkan sulu akışkanın hesaplanmış klor derişimi b) Kalıntı magmadaki klor ve flor derişimleri - her iki durumda da eriyikte kalan su oranına bağlı olarak hesaplanmıştır. Hesaplamalar su doygunluğunun 5,4 km (doygunluktaki su içeriğinin ağırlıkça %5 olduğu) derinlikten (bundan sonra kayada ağırlıkça %1 suyun kaldığı) yüzeye adiyabatik olarak yükselen bir magmanın "ilk kaynama" senaryosunda elde edildiği bir durum için yapılmıştır. C_O^{Cl}'in 4000 ppm olduğu varsayılmış ve $D_{akışkan/ergiyik}^{Cl}$'in su doygunluğu noktasında 39'dan magmanın yüzeye ulaştığında 1'e kadar değiştiği hesaplanmıştır (Candela, 1989b'den).

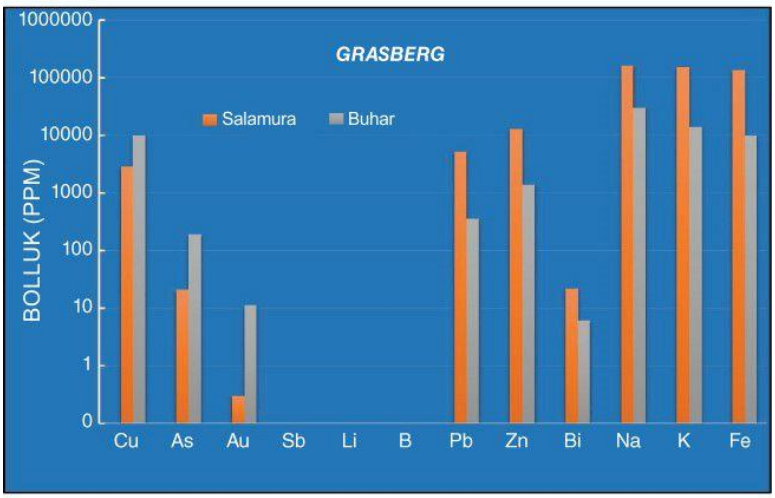
akışkan fazın Cl^- derişimine de kuvvetlice bağlıdır. Benzer şekilde, "ikinci kaynama"nın meydana geldiği bir durumda metallerin sulu akışkan fazına bölümlenmesi de birçok ek varsayımı ve daha karmaşık bir matematiksel türetmeyi içerir. Bu iki durumun ayrıntılı tartışması bu kitabın kapsamı dışında olup, bu konuyla ilgilenen okuyucunun daha fazla ayrıntı için Candela (1989a, b)'ya başvurması önerilir. Bununla birlikte, bir sulu çözelti (Cu gibi) içinde Cl^- ile güçlü bir şekilde bağlanan herhangi bir metalin şekil 2.15a'da gösterilene benzer bir bölümlenme davranışı sergileme eğiliminde olacağına dikkat etmek yerinde olacaktır. Bakır gibi metaller söz konusu olduğunda sulu akışkandaki maksimum derişim H_2O sıvı doygunluğuna ulaşıldıktan hemen sonra gerçekleşir. Buna karşılık, Cl ile güçlü bir şekilde bağlanmayan ve bu nedenle bu ligandın derişimleri tarafından kontrol edilmeyen molibden gibi metaller farklı şekilde bölümlenir ve gelişen H_2O akışkan fazının kalan son kısımlarında daha verimli bir şekilde yoğunlaşabilirler. Bu teorik hesaplamalarla önerilen magmatik-hidrotermal ortamda Cu, Mo ve W'ın zıt davranışları doğrudan deneysel kanıtlarla doğrulanmıştır. Bununla ilgili açıklamalar alt bölüm 2.6.3'te verilmiştir.

2.6.2.3 Metallerin H_2O Buharına Bölümlenmesi

Hidrotermal yataklar için önerilen kökensel modellerin çoğunda metallerin ağırlıklı olarak sulu fazda taşındığı ve Hg, As ve Sb gibi çok uçucu elementler hariç, buhar fazındaki metal çözünürlüklerin önemsiz olduğu varsayılmıştır. Bu varsayımın artık yanlış olduğu bilinmektedir. Sulu buharların doğrudan ölçümleri metallerin gazlarla taşınmasında önemli bir süreç olduğunu ortaya koymuştur (Lowenstern vd., 1991; Heinrich vd., 1992, 1999; Ulrich vd., 2002; Baker vd., 2004). Volkanik gazlarla ilişkili süblimatların (yani, doğrudan bir buhar fazından kristallenen mineraller veya elementlerin) incelenmesi Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Sn, W ve Mo dahil olmak üzere çeşitli metallerin buhar halinde taşınabileceğini göstermiştir. Fümerol buhar yoğunlaşmalarının analizlerine dair bir derlemede bu metallerin derişimlerinın tipik olarak ppb ila düşük ppm aralığında olduğu, Etna yanardağı buharının bir istisna olarak 24 ppb'ye kadar Au, 120 ppm Ag, 12 ppm Pb ve 13 ppm Zn içerdiği belirtilmiştir



(a)



(b)

Şekil 2.16 Seçilmiş bazı metaller için bir arada bulunan tuzlu su ve buhar açısından zengin sıvı kapanımlarındaki metal bolluğunu gösteren çubuk grafik: (a) Avustralya'daki Sn cevherli Mole Graniti, (b) Grasberg'deki (Endonezya) porfiri Cu-Au yatağının konak granitleri (Williams-Jones ve Heinrich, 2005'den).

(Williams-Jones ve Heinrich, 2005). Cevherli sistemlerin sıvı kapanımlarının mikro analizi metal çözünürlüklerinin buhar fazında yüksek olabileceğini göstermektedir Örneğin porfiri-epitermal sistemlerle ilişkilendirilen buharların Cu ve Au içeriklerinin (bkz. Kutu 2.1 ve 2.2) birlikte bulundukları sıvı fazdakinden daha yüksek olabileceği görülmüştür.

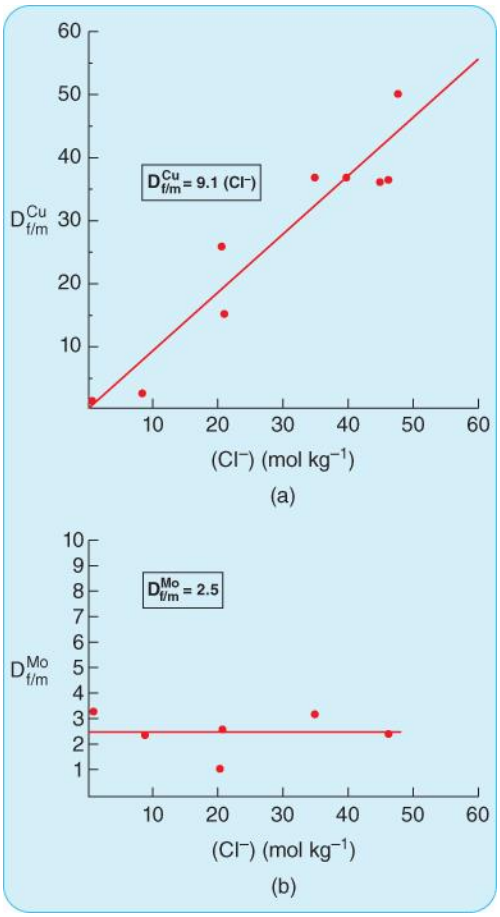
Kaynama ve bir arada bulunan sıvı ve buhar fazlarının başlangıçta homojen bir sıvıdan türemiş olmasının, iki faz arasında metallerin belirgin bir şekilde farklılaşmasına neden olabileceği açıktır (Heinrich vd., 1992, 1999). Sıvı buhar metal farklılaşması farklı cevher oluşturan ortamlarda tespit edilmiş olmakla birlikte (Williams-Jones ve Heinrich, 2005) en sık olarak kabukta sığ seviyelerde dolaşan (ve dolayısıyla faz ayrımına uğrayan) magmatik-

hidrotermal cevher akışkanlarında gözlenmiştir. Şekil 2.16'da Avustralya'da Sn cevherli Mole Graniti'nden (Şekil 2.16a) ve Endonezya'da Grasberg'deki porfiri Cu-Au yatağından (Şekil 2.16b) seçilen sıvı kapanımlarda bir arada bulunan buhar ve sıvının metal içerikleri görülmektedir. Grasberg porfiri yatağında, diğer birçok örnekle birlikte buhar fazında Cu, Au ve As'in tercihli zenginleşmesini sergilerken diğer metallerin çoğu baskın olarak tuzlu suda oluşur. Mole Graniti'nde de Li ve B gibi Cu da buhar fazında da zenginleşmiş ve analiz edilen diğer metaller tuzlu suda yoğunlaşmıştır.

H_2O-NaCl sistemindeki Cu ve Zn çözünürlüklerini belirlemeye yönelik deneyler, çözeltilere elementel kükürt eklendiğinde buharın Cu açısından zenginleştiğini (yaklaşık 3000 ppm), ancak Zn'de daha az düzeyde (100 ppm) olduğunu gösterirken, kükürtsüz deneyler Cu ve Zn'nun buhar fazında ihmal edilebilir düzeyde düşük olduğunu göstermiştir (Nagaseki ve Hayashi, 2004). Kükürtsüz durumdaki deneylerde hem Cu hem de Zn klorür iyon derişimine bağlı olarak sıvı faza güçlü bir şekilde bölümlenmiştir (bkz. Şekil 2.13a ve 2.17). Bu sonuçlara göre, kükürt türlerinin kendilerinin tercihli olarak buhara ayrıldığı ve böylece bunlara kalkofil ve siderofil metalleri bağladıkları için, kükürdün ya HS^- ya da SO_4^{-2} biçiminde Cu'ın (ve ayrıca Au ve diğer kalkofil metallerin) buhar fazına bölümlenmesini teşvik etmektedir. Epitermal cevher oluşturan sistemlerde buharla metal taşınmasının önemi, aşağıda alt bölüm 2.9.1'de ayrıntılı olarak tartışılmış ve metallerin sulu buhar fazındaki çözünürlüğü Bölüm 3'te (Alt Bölüm 3.4.2) tekrar ele alınmıştır.

2.6.3 Ergiyik ve H_2O Akışkanı Arasında Cu, Mo ve W'ın Bölümlenmesi

Candela ve Holland (1984) tarafından 750°C ve 1,4 kbar'da yürütülen bir dizi deneyde granitik ergiyik ile Cl^- ve F^-'ün birlikte bulunduğu sulu akışkan arasında Cu ve Mo bölümlenmesinin derecesi ölçülebilmiştir. Bu deneylerin sonuçları şekil 2.17'de sunulmuş



Şekil 2.17 (a) Cu için H_2O akışkan/silikat ergiyik bölümlenme katsayısı $(D^{Cu}_{a/e})$ ile sulu akışkanın Cl^- derişimi arasındaki ilişki. (b) Mo için H_2O akışkan/silikat ergiyik bölme katsayısı $(D^{Mo}_{a/e})$ ile sulu akışkanın Cl^- derişimi arasındaki ilişki (Candela ve Holland, 1984'den).

olup, Cu'ın bölümlenme davranışı akışkan fazın Cl^- derişimi tarafından güçlü bir şekilde kontrol edilen bir metal olduğunu, Mo'in ise akışkan fazın Cl^- derişiminden etkilenmediğini açıkça göstermektedir. $D^{Cu}_{akışkan/ergiyik}$ değeri tuzluluk oranı düşük akışkanlar için yaklaşık 1'den, yüksek tuzluluklarda yaklaşık 50'ye kadar değişmektedir (Şekil 2.17a). Bu katsayı $D^{Cu}_{akışkan/ergiyik} = 9{,}1[Cl^-]$ bağıntısıyla belirlenir. Bunun aksine, Mo ayrıca tercihli

olarak H_2O akışkan ($D^{Mo}_{akışkan/ergiyik}$ = 2,5) bölümlenmesine rağmen, bölümlenme katsayısı Cl^- derişiminden bağımsız olarak sabit kalır (Şekil 2.17b). Hem Cu hem de Mo'in bölümlenme davranışının sulu çözelti içindeki F^-'ün varlığından etkilenmediği belirtilmelidir. Bunun nedeni, florun sulu akışkana kıyasla silikat ergiyiğine ($D^{F}_{akışkan/ergiyik}$ = 0,2 - 0,3) daha güçlü bir şekilde bölümlenmesi ve bu nedenle genellikle sıvı fazdaki metaller için bir kompleks oluşturucu madde olarak bulunmamasıdır.

W'ın akışkan-ergiyik bölümlenme davranışı Cu ve Mo'inkine kıyasla tam olarak belirlenememiştir. Ancak, deneyler W'ın özelliklerinin Mo'inkilere benzer olmakla birlikte bölümlenme katsayısının daha da düşük ($D^{W}_{akışkan/ergiyik} \approx 1$) olduğunu göstermektedir (Manning ve Henderson, 1984; Keppler ve Wyllie, 1991). Bununla birlikte, W'ın yerkabuğunun bazı derinliklerinde katılaşan nispeten indirgen (yani S tipi) granitik magmalardaki *kristal-ergiyik* bölümlenme davranışı açısından uyumsuz bir element olarak davrandığı da bilinmektedir. Bunun tersine, Mo aynı magma tiplerinde daha az uyumsuzdur; bu nedenle, kristal fraksiyonlaşması W/Mo oranlarının artmasına neden olacaktır (Candela, 1992). Bu tür bir granitten kristallenme dizisinden geç ayrılan sulu bir faz yoluyla metal çıkarılmasının etkinliği, bu nedenle, daha düşük $D_{akışkan/ergiyik}$ değerlerine rağmen W'ın Mo'e göre daha fazla yoğunlaşmasını sağlayacaktır. W'ın kristal-ergiyik bölümlenme davranışı hemen hemen her magma bileşiminde uyumlu bir element olarak hareket etme eğiliminde olan bakırınkinden de farklılık gösterir (Candela ve Holland, 1986). Kristallenen bir bazaltik magma bileşimi için bir $D^{Cu}_{kristal/ergiyik}$ = 3 değeri hesaplanmış olup, Cu çok verimli bir şekilde aksesuar sülfit fazlarına ve daha az ölçüde biyotit ve manyetite geçebildiği için, bir granit için de bu değerin 1'den büyük olması muhtemeldir. Hem sıvı-ergiyik hem de kristal-ergiyik bölümlenme katsayılarının kristallenen granit plütonların içinde ve çevresinde metallerin dağılımında önemli bir rol oynadığı açıktır. Bu parametreler granitin türü, yerleşme derinliği ve kristallenme sırasına göre su doygunluğunun zamanlaması ile birleştirildiğinde birçok farklı magmatik-hidrotermal cevher yatağı tipinin doğasını ve kökenini açıklamada kullanılabilir. Bu bölümde tartışılan özelliklerden bazılarını özetleyen bir model alt bölüm 2.8'de granitle ilişkili Cu, Mo ve W yataklarının özelliklerinin açıklamasında sunulmuştur.

2.7 Granitlerin Su İçeriği ve Yerleşme Derinliği - Cevher Oluşum Süreçleriyle İlişkileri

Porfiri Cu ve epitermal Au-Ag cevherleri gibi granitlerle ilişkili maden yataklarının çoğu uçucu doygunluğunun ve hidro-çatlamanın sıklıkla meydana geldiği kabuğun yüksek seviyelerine magma yerleşimi ile ilgilidir (Hannah ve Stein, 1990). Bu tür yataklar genellikle volkanik veya subvolkanik ortamda bulunur ve magmatik suların etkisi kadar yüzey kökenli (veya meteorik) suların etkisi de önemlidir. Porfiri Mo ve granitoyidlerin barındırdığı Sn-W yatakları gibi diğer yatak türleri genellikle kabukta biraz daha derin seviyelerde yerleşmiş magmalarla ilişkilidir. Bir granit magmasının yerleşim derinliği magma bileşimi ve ilk su içeriği gibi ilgili parametrelerle birlikte, aşağıda tartışıldığı gibi felsik magmatik kayalarla ilişkili maden yataklarının doğasını ve kökenini belirlemede önemli bir rol oynar.

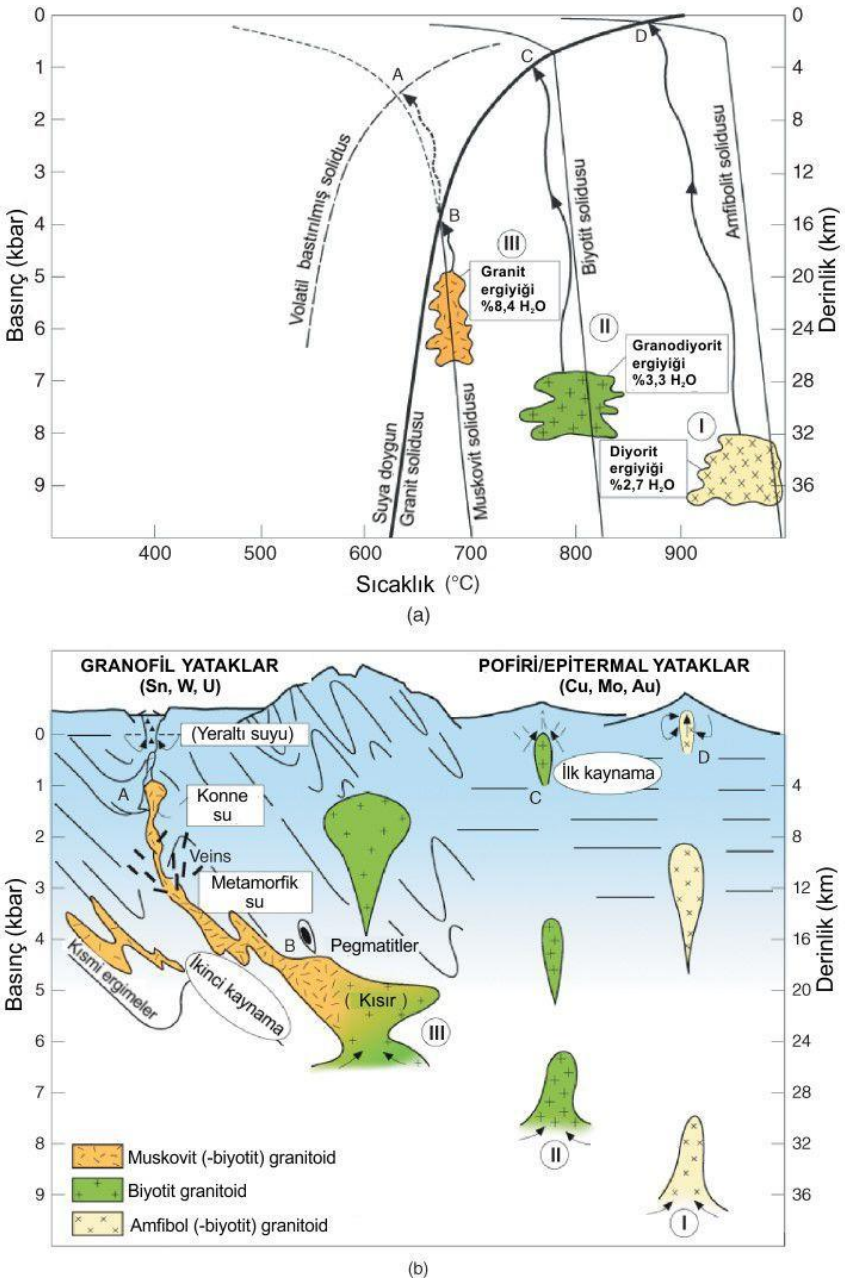
Alt bölüm 1.3.1'de kabukta farklı basınç ve sıcaklıklarda, farklı kaynak malzemelerinin erimesinden türeyen granitik magmaların, değişken başlangıç su miktarları içerebileceği açıklamıştır. Örneğin, esas olarak muskovit içeren bir kayanın anateksisinden türeyen bir ergiyik ağırlıkça %7-8 oranında H_2O içerebilir. Aksine, bir amfibolitik kaynak kayanın dehidrasyon erimesi daha az miktarda (belki ağırlıkça sadece %2-3) H_2O içeren daha yüksek basınç ve sıcaklıkta (yani kabukta daha derin) bir ergiyik üretecektir (Şekil 2.3). Bu kapsamda S tipi granitik magmaların başlangıçta I tipi

granitik magmalardan daha fazla su içerebileceği öne sürülmüştür. Bu modele göre daha kuru I tipi granitik magmalar derin kabuktan (muhtemelen üst mantonun katkılarıyla) türerken, S tipi granitler orta-alt kabukta ergiyen malzemeden meydana gelirler. Birkaç araştırmacı bu kavramları granit yerleşme derinliklerini metalojenik özellikler ile ilişkilendiren modeller geliştirmede kullanmışlardır (Ishihara ve Takenouchi, 1980; Hyndman, 1981; Strong, 1981).

Şekil 2.18a'da şekil 2.3'dekiyle aynı P-T diyagramı görülmekle birlikte diyagramın üst kısmındaki yüzey (yani düşük basınçlar) yansıtılmak üzere ters çevrilmiştir. Ergimeyi başlatmak için gereken suyun muskovit, biyotit ve amfibolün parçalanmasıyla sağlandığı üç durumun her biri için varsayımsal ergime bölgeleri gösterilmiştir. Yeterli ergiyik birikmesi ve ardından adiyabatik bir soğuma yolu boyunca kabukta yukarı doğru yükselmesine izin verilmesi durumunda, kavramsal olarak, bu magmaların her birinin kabukta farklı seviyelerde kristalleneceği açıktır. Magmanın yukarı doğru adiyabatik hareketi (yani çevre kayalara olan iletken ısı kaybının ihmal edildiği durumda) yaklaşık 1,5°C/kbar bir oranda soğumayı içerir ve P-T diyagramında mineral faz sınırlarını tanımlayan dik eğrileri yaklaşık olarak takip eder. Bu nedenle, kavramsal olarak magmalar suya doymuş granit solidusu ile kesişene kadar kabukta yukarı doğru yükselir ve bu sırada tamamen katı hale gelir ve daha fazla içeri giremez. Gerçekte, yan kayaçlara ısı kaybı olması ve suya doyan solidusun magmanın yerleşmesinin mümkün olmadığı derinliği temsil etmesi nedeniyle, kristallenme bu seviyeden önce meydana gelmiş olabilir. Bu düşünceler, S tipi granit magmaların muskovit kırılma eğrisinin suya doymuş granit katılaşmasıyla kesişmesiyle belirlenen orta kabuk derinliklerinde (4-5 kbar) yerleşeceğini düşündürmektedir. Buna karşılık, biyotit veya amfibol solidus eğrilerinin suya doymuş granit solidusu ile kesişmesi, I tipi bir magmanın tamamen katılaşmadan önce çok sığ kabuğun seviyelerine (1 kbar veya daha az) hareket edebileceğini göstermektedir (Şekil 2.18a).

Şekil 2.18b yerleşme derinliği ile çeşitli granitlerle ilişkili yatak türlerinin metalojenik özellikleri arasındaki ilişkileri gösteren şematik bir kabuk profilidir. Litosferin derinliklerinde oluşan I tipi magmalar genellikle dalma-batma zonları yakınında oluşur ve genellikle mantodan türemiş mafik ergiyiklerden katkı alırlar. Yüksek sıcaklıklarda (1000°C veya üzeri) oluşan ve nispeten su bakımından fakir olan (H_2O içerikleri ağırlıkça %3-4'den az) bu magmalar kabuğun sığ seviyelerine yükselebilir ve hatta önemli volkanik yapılar oluşturmak üzere yüzeye çıkabilirler. Bu tür magmalar tipik olarak ilk kaynama ile bir magmatik buhar fazını açığa çıkaracak ve bu da hidro-çatlamayı, breşleşmeyi ve magmatik aktivitenin yüksek seviyeli bölgelerinde ve çevresinde hidrotermal solüsyonların yaygın dolaşımını destekleyecek bir olaydır. Bunlar porfiri Cu'ın yanı sıra epitermal Au-Ag yatak tiplerinin oluştuğu ortamlardır.

Buna karşılık, S tipi magmalar orta-alt kabukta önemli oranda metasedimenter malzeme içeren bir kaynak kayacın kısmî ergimesi ile oluşurlar. Bu ergiyikler nispeten düşük sıcaklıklarda (yaklaşık 700 °C) oluşur ve başlangıçta magma içinde çözünmüş önemli miktarlarda H_2O içerirler. Böyle bir magma türü, oluşum yerinden çok uzakta olmayan orta kabukta kristallenecek ve genellikle cevherleşme açısından verimsiz olacaktır. Ancak, önemli ölçüde kristal farklılaşması meydana gelirse, uyumsuz iz elementler artık ergiyiklerde ve farklılaşmış magmanın kristallenmesiyle oluşan kayaçlarda yoğunlaşacaktır (bkz. Kutu 1.3, Bölüm 1). H_2O akışkan doygunluğu pegmatitler ve ilgili magmatik-hidrotermal maden yataklarını oluşturmak için en sonunda ikinci kaynama ile kalıntı magmada da meydana gelecektir. Uçucu maddeler yanı sıra lityum, bor ve fosfor gibi elementlerin zenginleşmeleri kalıntı magmadan ayrılmış su ile birlikte suya doymuş granit katılaşmasının sıcaklığını daha düşük seviyelere (500-600 °C) düşürür. Böylece,



Şekil 2.18 Strong'un granit yerleşim seviyesi ile metalojenik özellikler arasındaki ilişkiyi gösteren modeli. (a) Amfibolit (I), biyotit (II) ve muskovit (III) içeren protolitlerin sıvı olmayan ergimesinin gerçekleşeceği yaklaşık koşulları ve ergiyik fraksiyonların suya doymuş katılaşmanın bir işleviyle adiyabatik olarak yerkabuğunda yükselmesi beklenen seviyeleri gösteren basınç-sıcaklık grafiği. (b) Yukarıda (a)'da gösterilen koşulların her biri altında oluşan granitlerin yerleşme biçimini ve metalojenik özelliklerini gösteren şematik diyagram (Strong, 1988'den).

magma kabukta daha yüksek seviyelere doğru yükselmeye devam edebilir (Şekil 2.18b). Sıvı basınçları muhtemelen bu derinliklerde kayayı kırmak için yeterli olmasa da diğer yapısal kontroller yine de sıvı dolaşımını destekleyecektir. Bu ortamlar Sn greyzen yatakları, porfiri Mo yatakları, polimetalik skarn cevherlerinin ve mezotermal damarların oluşabileceği uygun yerlerdir.

2.8 Porfir Tipi Cu, Mo ve W Yataklarının Oluşum Modelleri

Genel olarak porfiri Cu-Mo yatakları dalma-batma zonlarına yakın alanlarda oluşan yay ile ilişkili "kalk-alkali" veya I tipi magmalarla ilişkilidirler. Sn-W yatakları daha çok genellikle önemli oranda metasedimenter malzeme içeren kıtasal kabuğun kısmî ergimesinden türeyen S tipi granitlerle ilişkilidirler. Bazı ortamlarda jeolojik özellikleri bakımından Cu-Mo tiplerinden önemli ölçüde farklı olsalar da, son bahsedilen yataklar da "porfiri tipi" olarak kabul edilirler. Porfiri sistemlerinin plütonik kısımları yukarıya doğru sub-volkanik ve volkanik rejimlere geçiş yapar. Bu rejimler epitermal Au-Ag yataklarının oluştuğu ortamı temsil eder. İntrüzyonların karbonatlı çökellere yerleşmesi durumunda bu ortam polimetalik skarn tipi yatakları oluşturur. Bu nedenle, yay ile ilişkili magmatizma, jeolojik zaman boyunca ve dünya genelinde çok sayıda, genellikle çok önemli, baz ve değerli metal maden yataklarının oluşumunda rol oynayan çok önemli bir metallotektonik yapıyı temsil eder. Baz ve değerli metal yataklarının oluşumu ile kökensel ilişkili bir granit intrüzyonunda gerçekleşen süreçlerin anlaşılmasında önemli ilerlemeler kaydedilmiştir. (Burnham ve Ohmoto, 1980; Candela ve Holland, 1984, 1986; Candela, 1989a, b, 1991, 1992; Candela ve Piccoli, 1995; Williams-Jones ve Heinrich, 2005; Audétat vd., 2008; Wilkinson, 2013; Blundy vd., 2015). Bu süreçlerden bazıları aşağıda açıklanmıştır.

2.8.1 Porfiri Cu-(Mo) ve Porfiri Mo-(Cu) Tipi Yatakların Kökeni

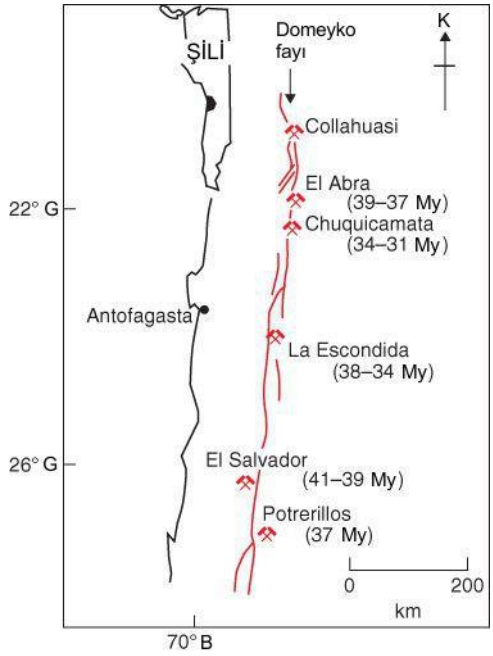
Porfiri Cu-Mo cevherleri olarak bilinen yatak türleri ailesi, biri Cu'ın esas işletilebilir metal olduğu (az Mo ve nadir Au ile birlikte) ve diğerinin de Mo'in işletilebilir baskın metal olduğu (minör Cu ve bazen W) iki gruba ayrılabilir. İki gruptan aşağıda sırayla Cu-(Mo) ve Mo-(Cu) porfiri türleri olarak bahsedilmiştir. Porfiri yataklar hem Cu hem de Mo açısından dünyanın en önemli kaynağıdır ve özellikle Pasifik çevresi bölgesinde bu metaller için işletilen dünya standartlarında birçok yatak vardır. Dünyanın en büyük porfiri Cu-(Mo) yataklarından biri olan Şili'deki La Escondida'nın açıklaması Kutu 2.1'de verilmiştir.

Kutu 2.1 Granit İntrüzyonlarıyla İlişkili Magmatik-Hidrotermal Akışkanlar 1) La Escondida Porfir Bakır Yatağı, Şili

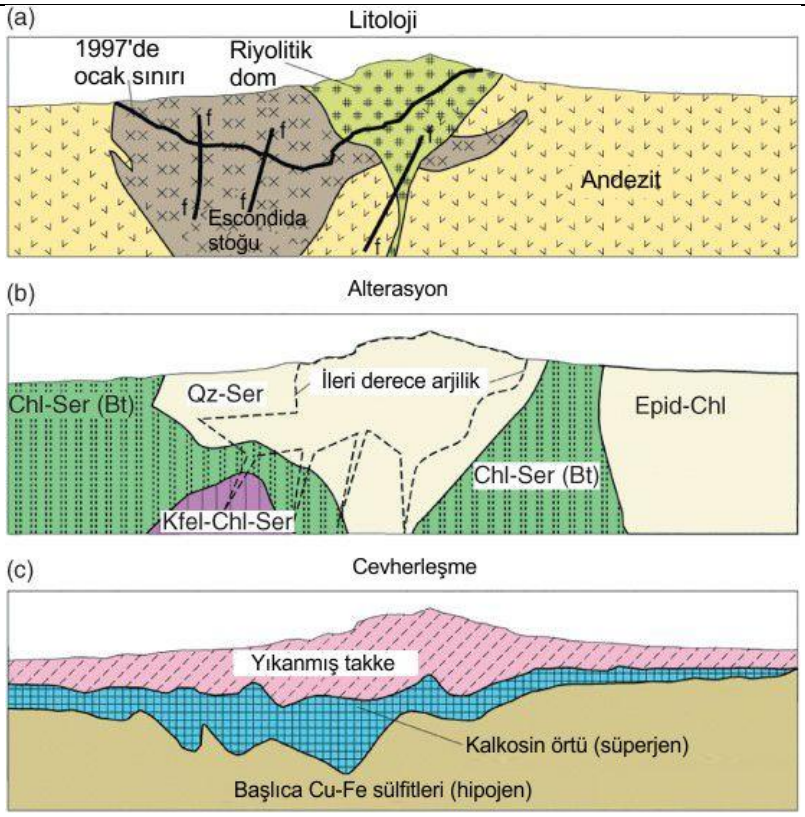
Şili 2000 yılında yaklaşık 4,6 milyon ton ince bakır üretimi ile dünyanın önde gelen bakır üreticisidir. Bu üretim küresel üretimin %36'sını oluşturur (Camus ve Dilles, 2001). Kuzey Şili bölgesi özellikle dünyaca ünlü madenlerden, Chuquicamata, El Teniente ve El Salvador gibi birkaç dev porfiri bakır yataklarını içermektedir. Bu büyük metalojenik bölgenin porfiri yatakları Kretase'den Pliyosen'e uzanan beş ayrı magmatik dönem boyunca oluşmuştur. Bunlardan en verimli olanı, dünyanın en büyük iki büyük bakır madeni olan La Escondida ve Chuquicamata da dâhil olmak üzere en az 10 ana porfiri bakır yatağını içeren geç Eosen-Oligosen magmatizma dönemidir. La Escondida 1981'de keşfedilmiş olup %1,15 tenörlü bakır içeren 2 milyar tondan fazla rezervden 1999'da 800.000 tonun üzerinde ince bakır üretmiştir (Padilla Garza vd., 2001).

La Escondida kuzey ve güneyindeki Potrerillos, El Salvador, Chuquicamata, El Abra ve Collahuasi gibi diğer dev porfiri sistemleriyle birlikte Domeyko fay sistemi üzerinde yer almaktadır (Şekil 2.1.1). Bu faylanma Eosen-Oligosen magmatizması sırasında baskın olarak oblik idi. Yerel olarak gelişmiş transtansiyon ve genişleme alanlarının magmanın yükselmesi ve buna eşlik eden magmatik-hidrotermal cevherleşme için elverişli bir ortam yarattığı düşünülmektedir (Richards vd., 2001). Escondida bölgesi aslında sol yanal doğrultu atımlı faylar sistemi içinde bulunan altı ayrı yataktan oluşmaktadır (bunların en büyüğü La Escondida'dır). Cevherleşme erken potasikten serizit-klorit ve kuvars-serizit tiplerine dönüşümün geliştiği kuvars monzonit (adamellit) ve granodiyorit sokulmaları ile ilişkilidir. Bu topluluklar daha genç, ileri arjilik alterasyon topluluğu tarafından üzerlenmiş ve hem hipojen sülfit hem de süperjen sülfit + oksit cevherleri oluşmuştur (Padilla Garza vd., 2001).

Şekil 2.1.1 Domeyko fay sisteminin ve üzerinde bulunan altı dev porfiri bakır yatağının Şili'nin kuzeyindeki konumunu gösteren basitleştirilmiş harita.



La Escondida'dan geçen enine kesitler (Şekil 2.1.2) sistemin Paleosen andezitlerini kesen çok fazlı, 38 My yaşlı bir intrüzyon olan Escondida stoğu ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Bunun üzerine 35 My yaşlı bir riyolit domu gelmektedir. Yatakta üç ardıl alterasyon aşaması belirlenmiştir (Şekil 2.1.3). En erken evre potasik alterasyonu (K-feldspat + biyotit) ve ilişkili silisleşme ve propilitik (klorit-serizit) alterasyonu içerir ve manyetit, kalkopirit ve bornit gözlenir. Bunu, serisit-klorit-kuvars içeren fillik alterasyon izlemiştir ve bununla birlikte kalkopirit, pirit ve molibdenit gözlenmektedir. Son hidrotermal alterasyon aşaması asit-sülfat veya ileri arjilik alterasyonu (kuvars-pirofilit-alünit) içerir. Hipojen sülfit topluluklarının çökelmesi, özellikle alterasyonun ilk iki aşamasında olmak üzere, magmatik sistem soğudukça ve yükseldikçe azalan sıcaklığın yanı sıra magmatik sıvıların meteorik çözeltilerle aşamalı seyreltilmesine bağlanmıştır (Padilla Garza vd., 2001).



Şekil 2.1.2 La Escondida'nın litoloji, alterasyon zonlanması ve cevherleşme özelliklerini gösteren kuzey-güney kesitleri (Padilla Garza vd., 2001'den).



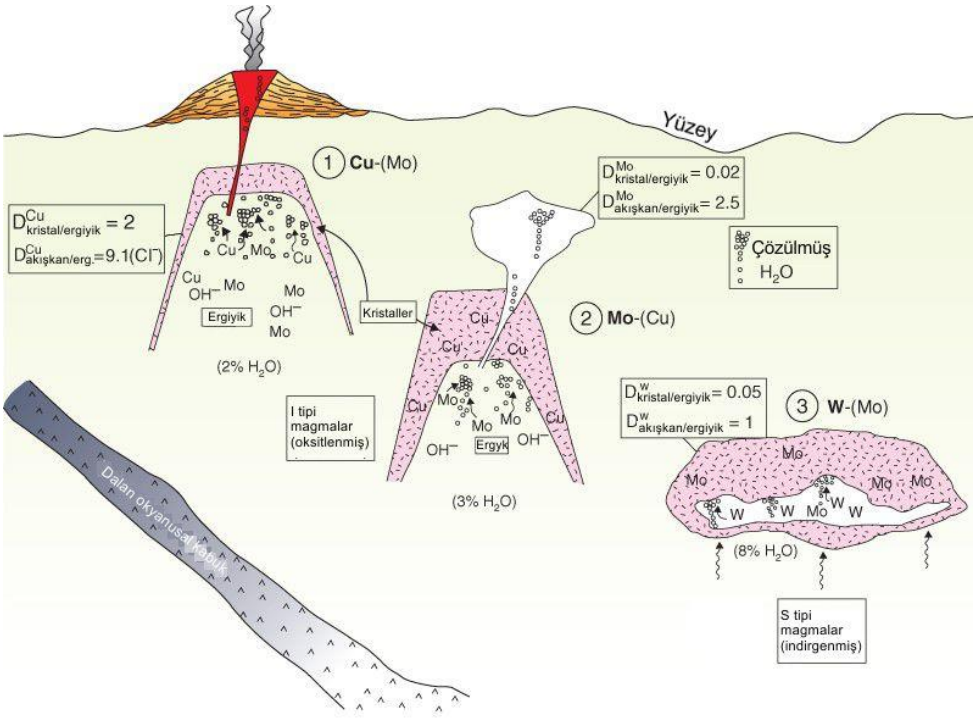
Şekil 2.1.3 Escondida açık ocağının görünümü, İçine yerleştirilmiş diyagramda ise ocak içindeki alterasyon türlerinin dağılımını gözlenmektedir (Riveros vd., 2014'den Springer'in izniyle kullanılmıştır. Fotoğraf BHP Billiton'a aittir).

La Escondida'daki cevher oluşum sisteminin önemli bir yönü, üç hidrotermal alterasyon aşamasının birbirini üzerlediği (yani sülfitlerin maksimum yoğunlaştığı) alanlarda süperjen cevherleşmenin gelişmesidir (bkz. Bölüm 4 ve Kutu 4.2). 18 ila 15 milyon yıl önce etkin olan süperjen süreçler madenin toplam bakır kaynağının %65'ini yoğunlaşmasını sağlamıştır (Şekil 2.1.2). Süperjen zonun üst kısımları düşük Cu ve Mo içerikleri ve limonit, hematit ve götit ile karakterize edilen yıkanmış bir başlık içerir. Bunun altında daha az kovellin ve dijenit ve, esas olarak kalkosin içeren süperjen zenginleşmiş bir sülfit örtüsü vardır. En iyi tenörler (ağırlıkça %3,5 Cu'a kadar) süperjen zonun en kalın kısımlarında gözlenir ve ayrıca yoğun damar ağları ve örtüşen hidrotermal alterasyon bölgeleri ile çakışırlar. Krizokol, brokantit ve atakamit gibi bakır "oksit" mineralleri de özellikle geç kırıklarda ortaya çıkar.

Şekil 2.19'da gösterildiği gibi, her iki tür de dalan okyanus kabuğuna bitişik ergime Şekil 2.19'da gösterildiği gibi, her iki tür de dalan okyanus kabuğun bitişiğindeki ergime süreçleriyle ilişkili oksitlenmiş I tipi granitik magmaların oluşumu ile ilişkilidir. Porfiri Cu-(Mo) önemli miktarda kristalleşme gerçekleşmeden önce kabukta yüksek seviyelere yükselen, nispeten düşük bir başlangıç H_2O içeriğine sahip (belki bir amfibolitik protolitin sıvı içermeyen ergimesinden miras alınan) bir magma kütlesi olarak açıklanabilir. Bu yüksek seviyeli magma odasından bazı ergiyik fraksiyonlarının yüzeye çıkacağı (ekstrüde olacağı) düşünülmektedir. Bu fraksiyonlar ekstrüzyondan önce meydana gelen düşük fraksiyonlaşma derecesinden dolayı bileşimleri (yani granodiyoritik veya riyodasitik) yüksek oranda farklılaşmamış olan volkanik ve subvolkanik (porfirik) kaya gruplarını oluşturmak üzere kristallenecektir. Magma düşük yük basınçlarında yerleştiği için, doymuş su içeriği nispeten düşük olacak ve muhtemelen ilk su içeriğinden önemli ölçüde farklı olmayacaktır. Bu nedenle, buhar doygunluğu ve uçucu çözülme esasen "ilk kaynama" nedeniyle kristallenme dizisinin *erken* aşamalarında meydana gelecektir. Bakır kristalleşen bir granitik ergiyikte uyumlu bir element olmasına rağmen (Cu'ın sülfitler, manyetit ve biyotit gibi aksesuar minerallere tutulması $D^{Cu}_{kristal/ergiyik} > 1$ ile sonuçlanabilir) düşük kristalleşme derecesi, su doygunluğu meydana gelene kadar ergiyikten çok az bakırın ayrıldığı anlamına gelir. Bunun aksine, buhar fazı yüksek Cl^- derişimleri ile tanımlanır ve bu nedenle Cu'ı silikat ergiyiğinden verimli bir şekilde toplar.

Ancak, bu ortamda Mo ile ilgili durum farklıdır. Mo kristallenen bir granitik ergiyikte ($D^{Mo}_{kristal/ergiyik} < 1$) uyumsuz bir element olmakla birlikte, düşük kristallenme derecesi nedeniyle kalıntı magmadaki derişimi, su doygunluğundan önce önemli ölçüde artmayacaktır. Doygunlukta Mo, H_2O akışkan fazına bölümlenecek fakat bölümlenme katsayısı nispeten düşük olduğundan ve Cl^- derişiminden ($D^{Mo}_{akışkan/ergiyik} = 2,5$) etkilenmediğinden, sıvı fazda hiçbir zaman çok önemli derişimlere ulaşmayacaktır. Bu nedenle, bu durumda yüksek seviyeli bir granodiyoritik I tipi magma, Cu açısından önemli ölçüde zenginleştirilmiş, ancak Mo'ce sadece orta derecede zengin olan sulu bir sıvı fazını açığa çıkaracak ve tipik bir porfiri Cu-(Mo) yatağı oluşturacaktır.

Mo-(Cu) porfiri yataklarının oluşumu için Cu baskın durumdan farklı olarak ana I tipi magmanın başlangıçta biraz daha yüksek bir başlangıç su içeriğine sahip olabileceği (belki de biyotit içeren bir protolitin sıvı erimesi olmaması nedeniyle) farklı bir senaryo öngörülebilir. Şekil 2.19'da görüldüğü gibi, bu magma genellikle susuz eşdeğerine benzer şekilde sığ kabuk seviyelerine yükselmeyecektir. Magmanın doymuş su içeriği de bu durumda önemli ölçüde daha yüksektir ve sonuç olarak, su doygunluğuna



Şekil 2.19 19 Porfiri Cu, Mo ve W yataklarının kökeni ve oluşumunu gösteren şematik model. Metinde ayrıntılı açıklamalar verilmiştir (Candela ve Holland, 1984, 1986; Strong, 1988; Candela, 1992 modellerinden değiştirilerek alınmıştır).

ulaşılmadan önce daha yüksek derecede kristallenmenin gerçekleşmesi gerekir (bu durumda buhar doygunluğunun elde edilmesinde ikinci kaynama daha önemli olacaktır). Magma kristallendikçe bakır ergiyikten ayrılacak ve plütonun kenar bölgelerini temsil eden kayaçlarda erken oluşmuş kristallerde oldukça eşit bir şekilde dağıtılacaktır. Kuşkusuz bu, Cu doygunluğuna ulaşıldıktan sonra sulu akışkana bölümlenmek için uygun olmayacaktır. Diğer yandan Mo uyumsuzdur ve derişimi kalıntı ergiyikte artmaya devam edecektir. Doygunluk meydana geldiğinde Mo uygun bölümlenme katsayısı nedeniyle H_2O akışkan fazında daha da yoğunlaşacaktır. Cu aynı zamanda yüksek oranda tuzlu H_2O akışkanına güçlü bir şekilde bölümlenecek olmasına rağmen, ergiyik içindeki bolluğu daha önceki kristal ergiyik tutulmasından dolayı artık önemli ölçüde tükenmiştir ve buhar fazı Cu'da önemli ölçüde yoğunlaşmayacaktır. Daha derin bir magma odasından bir ergiyik fraksiyonunun ayrılması nedeniyle yüzeye ulaşma olasılığı daha düşük olan ve ayrılmadan önce daha fazla kristal fraksiyonlaşması nedeniyle bileşimi daha yüksek oranda farklılaşan bir plüton ortaya çıkaracaktır. Bir magmatik hidrotermal akışkanın böyle bir intrüzyon içinde ve çevresinde dolaşımı ile ilişkili porfiri tip cevherleşme Mo-(Cu) porfir tipi cevherleşmeye yol açacak şekilde Cu'dan fazla Mo derişimlerine sahip olabilir.

2.8.2 Porfiri W (± Sn) Tipi Yatakların Kökeni

Yukarıdaki model birçok magmatik yay ortamıyla ilişkili tungsten ve kalay ağırlıklı porfiri tip yatakların bazı özelliklerini

açıklamak için de kullanılabilir. Porfiri tip Sn-W yatakları Güney Peru ve Bolivya'dan geçen ve Llallagua gibi dev yatakları içeren And dağları Doğu Kordillera'larında yaygın olarak gözlenmektedir. Candela (1992) özellikle W bakımından zengin porfiri tip yataklar ile yerkabuğunun nispeten derin seviyelerinde kristallenen ve konumu şekil 2.19'da (3) gösterilen daha indirgenmiş, ilmenit içeren, S tipi granitler arasında var olan ilişkiyi vurgulamıştır. I tipi, manyetit içeren granitler için geçerli olanlar gibi oksitlenmiş ortamlarda W'ın bir magmatik-hidrotermal sistemden bir cevher gövdesi oluşturma olasılığı nispeten düşüktür ve bu metal, porfiri Cu-Mo yataklarının normal bir bileşeni değildir. Bununla birlikte, W indirgeme koşulları altında kristal-ergiyik bölümlenme açısından uyumsuz bir element olarak davranır ve kristal fraksiyonlaşması sırasında ergiyikteki derişimi artar. Bir metasedimenter protolitin kısmi ergimesinden bir magma oluştuğunda ortaya çıkan ergiyik nispeten sulu olacak ve kabuğun derinliklerinde kristallenme eğiliminde olacaktır. Böyle bir ergiyik ayrıca peralümino olabilir ve organik karbon içeren metasedimenter malzeme ile dengelendiğinden nispeten indirgenmiş olabilir. Bu koşullar altında su içeriği doygunluğu yüksek olacak ve doygunluğa ulaşılmadan önce (ikinci kaynama ile) önemli derecede kristallenme meydana gelecektir. Bu koşullar altında W uyumsuz olduğu için, kalıntı ergiyikte derişimi artacaktır. Oysa Mo derişimleri indirgen koşullar altında daha uyumlu bir şekilde davrandığı için azalma eğiliminde olacaktır. H_2O akışkan fazı ayrıldığında W açısından önemli ölçüde zenginleşmiş, oldukça farklılaşmış bir ergiyik ile etkileşime girecektir. Sıvı faz bir miktar W'ı toplarken nispeten düşük bölümlenme katsayısı ($D^{W}_{akışkan/ergiyik} \approx 1$) derişimin çoğunun su doygunluğundan önce elde edilmesini sağlayacaktır. Bu ortamda oluşan çökeltiler bu nedenle W ve sadece minör Mo'in hâkim olduğu metal derişimlerine sahip derin seviyeli, oldukça farklılaşmış S tipi granitlerle ilişkilendirilecektir. Ayrıca bu ortamda oluşan magmanın uyumsuz ve sulu akışkan içine güçlü bir şekilde bölünen Sn ile zenginleşmesi, tungstenin yanında kalay cevherleşmesi üretecektir.

2.8.3 Porfirik Bakır Yataklarının Oluşumunda Kükürdün Rolü

Yüksek seviyeli yay ile ilişkili magmatizma ve bu magmalardan ayrımlanan hidrotermal akışkanlar ile ilişkili metal yatakları (yani porfir, epitermal ve skarn yatak tiplerinin ailesi) küresel bazda bakırın en önemli kaynağıdır ve ayrıca önemli miktarlarda Mo, W, Sn, Zn, Pb, Au ve Ag kaynakları sunarlar. Bu yatak türlerinin arazide tanınması (i) konak kayalarının yoğun asit hidrolizi ve alterasyona maruz kalmış olması (bkz. Bölüm 3, alt bölüm 3.6) ve (ii) esas olarak dissemine pirit ve kalkopiritden meydana gelen büyük ve belirgin kükürt anomalileri (Blundy vd., 2015) ile mümkündür. Özellikle kükürt, aşağıda tartışıldığı gibi, bu yatakların oluşumu sırasında çeşitli şekillerde önemli bir rol oynar.

2.8.3.1 Porfirik Sistemlerdeki Metallerin Çökelmesinde Kükürdün Rolü

Bölüm 1'de tartışıldığı gibi, bir silikat magma içinde karışmayan bir sülfit ergiyiğinin varlığı siderofil ve kalkofil metallerin sülfit fraksiyonu tarafından tutulmasını destekler. Bu süreç metallerin cevher kütlelerini oluşturmak için birikip kristallenebilen fazlara yoğunlaştırılmasını sağlar (örneğin Kutu 1.6). Wilkinson (2013) benzer bir sürecin büyük porfiri bakır yataklarının oluşumu için önemli bir tetikleyici olabileceğini öne sürmüştür. Yay ile ilişkili magmalardaki sülfit doygunluğunun Fe, Cu ve Au gibi metallerin kristallenmede metal ön derişim bölgelerini temsil eden magmatik sistemin kükürtlü kısımlarında birikmesinden sorumlu olabileceği tartışılmaktadır. Bu sürecin hem kükürt hem de metallerde daha fraksiyonlaşmış magmatik fazları tüketeceği tartışılsa da, sonradan ayrılmış tuzlu, sulu akışkan fazının böyle bir prototiple etkileşimi cevher bileşenlerinin sıvı faza çok verimli bir şekilde bölümlenmesine

neden olabilir. Bu sıvı daha sonra önceki bir cevher yoğunlaştırma döngüsünün ürünlerini taşıyarak normal şekilde yukarı doğru hareket eder. Bu özellik, (belki de bunlar doğrudan bir sülfit protoruyla etkileşime girdiklerinden, oysa diğerlerinde bu söz konusu olmadığından sonuçta daha az verimli olmalarından dolayı) bu ortamdaki birçok cevher akışkanının metaller açısından olağanüstü derecede zengin olması gerçeğiyle tutarlıdır (Şekil 2.10b).

2.8.3.2 Porfir Sistemlerinde Cevher Minerallerinin Çökelmesinde Kükürdün Rolü

Porfiri bakır yataklarının gizemlerinden biri, nispeten oksitlenmiş (I tipi) magmalardan ayrılmış bol miktarda Cu ve diğer metaller taşıyan yüksek sıcaklıkta tuzlu sulu çözeltiler ile ilişkili olmasıdır. Ancak, cevherleşmeler kükürt kaynağının açıkça belirgin olmadığı bir sülfit mineral topluluğundan (esas olarak pirit + kalkopirit) oluşmaktadır. Blundy vd. (2015) porfiri bakır yatakları ile ilişkili kükürtün Cu içeren sulu akışkanların türediği daha felsik magmalardan daha düşük bir kabuk seviyesinde bulunan mafik magmaların gaz çıkışlarından (H_2S ve SO_2 olarak) kaynaklandığını öne sürmüşlerdir. Bu indirgenmiş kükürt kaynağının önemi, bu metalleri taşıyan akışkanlardan Fe ve Cu sülfür minerallerinin çökelmesinde tetikleyici bir rol oynadığı ileri sürülmesidir. Altta mafik bir magma odasından indirgenmiş kükürt içeren gazların, üstteki felsik intrüzyonlarda daha fazla oksitlenmiş Cu içeren tuzlu sular/buharlarla etkileşiminin, örneğin aşağıdaki reaksiyonda önerildiği gibi kalkopirit çökelmesini teşvik etmek için uygun bir mekanizma olduğu öne sürülmektedir:

$$\underset{(\text{gaz})}{11H_2S} + SO_2 + \underset{(\text{salamura})}{6CuCl_2^- + 6FeCl_2} \rightarrow$$

$$\underset{(\text{kalkopirit})}{6CuFeS_2} + 6Cl^- + 18HCl + 2H_2O \qquad (2.7)$$

Blundy vd. (2015) bu sürecin önemli hacimlerde asit üretimiyle sonuçlandığını [HCl olarak - bkz. Reaksiyon (2.7)] ve porfiri cevher oluşturma süreciyle ilişkili yoğun alterasyon ve asit hidrolizinin meydana gelmesi ile tutarlı olduğunu belirtmektedir. Hidrotermal cevherlere uygulanabilen çökeltme mekanizmaları ve alterasyon süreçleri hakkında daha ayrıntılı tartışmalar Bölüm 3'te verilmiştir.

2.9 Yüzeye Yakın Magmatik-Hidrotermal Süreçler - "Epitermal" Ailesi Au-Ag-(Cu) Yatakları

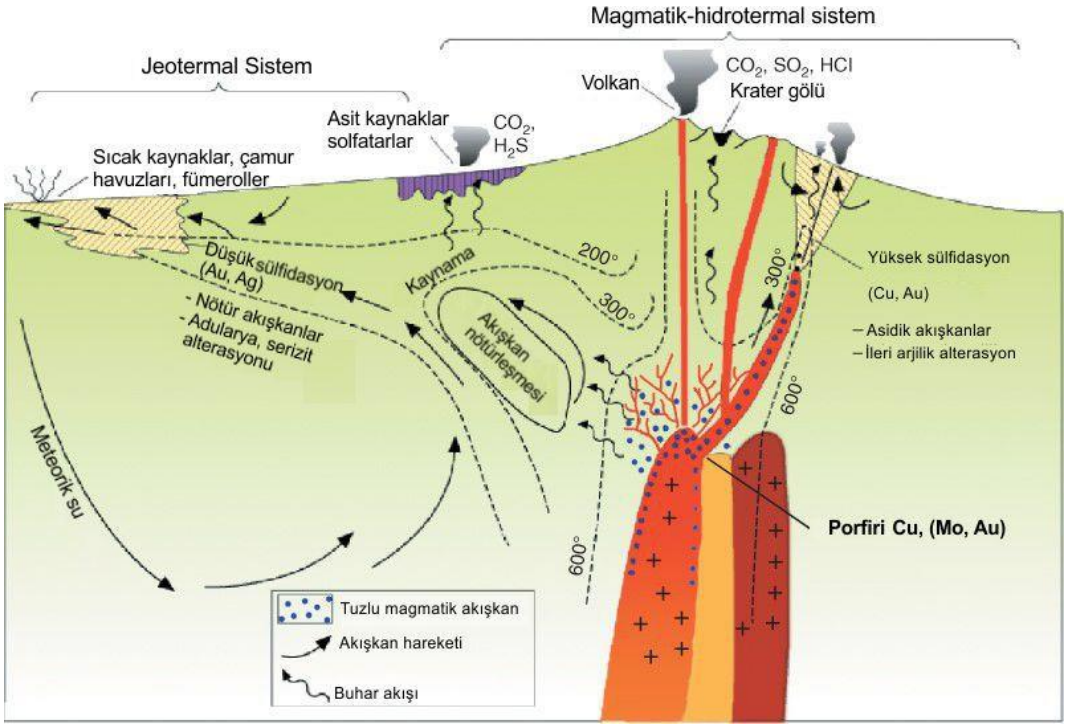
Özellikle Pasifik çevresi bölgesinde altın arama çalışmaları, aktif veya jeolojik olarak yakın zamanda meydana gelen volkanik faaliyetlerle ilişkili çok sayıda dünya çapında altın yatağının keşfedilmesine yol açmıştır (Mitchell ve Leach, 1991). Bu yataklar bugün epitermal yataklar olarak adlandırılan önemli ve çok umut verici bir altın yatak türü olarak kabul edilmektedir (Hedenquist vd., 1996). "Epitermal" terimi Lindgren (1933)'in cevher yatakları sınıflandırmasından türetilmiş olup, sığ kabuk seviyelerinde (yani epizon) oluşan yatakları ifade eder. Bu cevher oluşum ortamıyla ilgili birçok çalışma, özellikle Yeni Zelanda'nın kuzey adasındaki Taupo volkanik bölgesi gibi aktif, modern benzerlerle yapılan karşılaştırmalar, epitermal yatakların genellikle 160 ila 270°C arasındaki sıcaklıklarda ve 50 ila 1500 m arasındaki derinliklere kadar eşdeğer basınçlarda oluştuğunu göstermiştir (Cooke ve Simmons, 2000; Hedenquist vd., 2000; Simmons vd., 2005; Taylor 2007; Saunders vd., 2014).

Günümüzde epitermal yatakların yüksek sülfidasyon ve düşük sülfidasyon olmak üzere iki farklı cevherleşme türü bilinmektedir. Bu terimler özellikle cevher akışkanındaki kükürdün oksidasyon durumuna ve her türle ilişkili alterasyon özelliklerinin kimyası ve pH'sine işaret eder. Ne yazık ki, jeoloji literatürü bu iki tip için kafa karıştırıcı çok sayıda eşanlamlı terim içermektedir. Çizelge 2.3'de bu terimler özetlenmeye çalışılmış ve ayrıca her birinin temel özellikleri verilmiştir. Bu iki terim, kükürtün bolluğuyla ilgili değildir,

çünkü bu her yatak tipinde oldukça değişkendir; ancak bazı yayınlarda "yüksek kükürtlü" ve "düşük kükürtlü" terimleri sırasıyla yüksek sülfidasyon ve düşük sülfidasyon anlamında kullanılmıştır. Yüksek ve düşük sülfidasyonlu epitermal yataklar volkanların içinde ve çevresinde akışkan evrimi ve sirkülasyonu ile ilgili süreçlerin son üyeleri olarak görülebilir. Yüksek sülfidasyon yatakları yakın ortamlarda oluşur ve genellikle volkanik bacanın içinde veya yakınında bulunur (Hedenquist vd., 1993). Cevherleşmeyle ilgili sıvılar akışkan doygunluğunun bir ürünü olarak doğrudan magmadan elde edilir ve genellikle cevher oluşturan ortamda kaynarlar. Sıvılar çok asidik (pH 1-3) ve oksitlenmiş olup, oksitlenmiş S^{+4} veya S^{+6} türlerini SO_2, SO_4^{-2} veya HSO_4^- olarak çözelti halinde taşır. Bu akışkan kaynadığında ve SO_2 ve CO_2 buhar fazına bölünürken, kalan sıvı aşırı H^+ içerir ve bu da onu çok asidik yapar (pH = 1; Hedenquist vd., 2000). Bu asidik akışkan aynı zamanda içinde dolaştığı konak volkanik veya volkano-sedimenter kayalardan çoğunlukla ana elementleri çözebilir; bu da boşluklu (vuggy) dokuları ve ileri arjilik alterasyonu oluşturur (bkz. Çizelge 2.2 ve ayrıca hidrotermal alterasyonun Bölüm 3'teki daha ayrıntılı açıklaması). Buna karşılık, düşük sülfidasyon yatakları gelişmiş ısı akışı alanlarındaki sıcak su kaynakları ve diğer jeotermal belirtilerle ilgili olan akışkanlarla ilişkilidir. Bu akışkanlar konak kayaları ile dengelenmiştir. Genelde baskın olarak meteorik bir bileşen içerirlerse de, yakınlarda aktif volkanizma muhtemelen gelişmiş bir magmatik sıvı ile karışmış olacaklardır. Sonuç olarak, düşük sülfidasyon yatakları özellikle magmatik aktivitenin azaldığı dönemlerde meteorik akışkanların çekilme olasılığı daha yüksek olduğu volkanik yapı içinde oluşabilir. Daha genel olarak bu yataklar volkanizmanın merkezinden biraz uzakta oluşurlar. İlgili akışkan neredeyse nötrdür ve tuzluluk oranı düşüktür sahiptir. Ancak, yüksek sülfidasyon ortamlarında olduğu gibi cevher oluşum bölgesinde ve çevresinde kaynama olasıdır.

Çizelge 2.3 Yüksek ve düşük sülfidasyonlu epitermal yatakların özellikleri.

Yüksek Sülfidasyon	**Düşük Sülfidasyon**
Cevher akışkan/buharında oksitlenmiş kükürt türleri (SO_4^{-2}, HSO_4^-)	Cevher akışkan/buharında indirgenmiş kükürt türleri (HS^-, H_2S)
Ayrıca şu şekilde de anılırlar:	
Altın-alunit, asit-sülfat, alunit-kaolinit	Adularya-serizit, sıcak kaynak ilişkili
Akışkanlar	
Asidik pH, başlangıçta muhtemel tuzluluk, baskın olarak magmatik	Nötüre yakın pH, düşük tuzluluk, gazca zengin (CO_2, H_2S), baskın olarak meteorik
Alterasyon topluluğu	
İleri derecede arjilik (zonlanma: kuvars-alunit-kaolinit-illit-montmorillonit-klorit)	Adularya-serizit (zonlanma: kuvars/kalsedon-kalsit-adularya-serizit-klorit)
Metal birliktelikleri	
Au-Cu (daha az Ag, Bi, Te)	Au-Ag (daha az As, Sb, Se, Hg)



Şekil 2.20 Yüksek sülfidasyon ve düşük sülfidasyon epitermal yatakların jeolojik konumu ve özellikleri. Yüksek sülfidasyon epitermal Au-Cu ve sub-volkanik porfiri tip Cu-Au yatakları arasında kökensel bir bağlantı da önerilmektedir (Hedenquist vd., 2000'den).

Yüksek ve düşük sülfidasyon yataklarının özellikleri şematik olarak şekil 2.20'deki gibidir. Bu şekil iki tür arasında mekânsal ve kökensel bir bağ olduğunu önerir. Ancak, bu durum her zaman böyle olmayabilir. Birçok altın bölgesi ya düşük sülfidasyon epitermal yatakları (örneğin, Nevada, ABD'deki Round Mountain, Comstock Lode, Midas ve Sleeper dahil başlıca yataklar) ya da yüksek sülfidasyon yatakları içerir (Yanacocha, Pierina ve El Indio-Tambo dahil And yataklarının çoğu gibi). Bununla birlikte, mekânsal ve kökensel bağlantıların açıkça görüldüğü çalışmalar da vardır. Yüksek ve düşük sülfidasyon epitermal yatakların birbirine çok yakın oluştuğu bir alan, Japonya'nın en güneydeki adası Kyushu'dadır (Kutu 2.4). Şekil 2.20'de yüzeydeki yüksek sülfidasyon Au-Cu yatakları ile atta volkanik ortamda oluşan porfiri Cu-(Mo-Au) yatakları arasında kökensel bir bağlantı olması gerektiği açıktır. Bu bağlantı Filipinler'de Luzon adasında bulunan Lepanto epitermal Au-Cu ve Uzak Güneydoğu porfiri Cu-Au yatakları durumunda gösterilebilir. Bu iki yatak, geç Pliyosen kayaçları içerisinde birbirine komşu olarak bulunurlar ve her ikisindeki cevherleşme 1,3 My önce 300.000 yıllık kısa bir süre zarfında oluşmuştur (Arribas vd., 1995). Düşük sülfidasyon Au-Ag cevherleşmesinin Lepanto-Far Southeast sistemine birkaç kilometre mesafede yer aldığını belirtmek gerekmektedir. Bu durum, yüksek ve düşük sülfidasyon epitermal ve porfiri cevherleşmeler arasındaki olası mekânsal ve kökensel bağlantıları işaret etmektedir (Shinohara ve Hedenquist, 1997). Bu cevherleşme türlerinin, nadiren bir arada bulunmaları en azından kısmen) erozyon ve korunamamış olmaktan kaynaklanmaktadır.

2.9.1 Epitermal Yataklarda Altın Çökelme Mekanizmaları

Yüksek ve düşük sülfidasyon yataklarındaki ayrıntılı altın çökelme mekanizmaları karmaşık olup, ilgili akışkanların jeolojik ortamına ve doğasına bağlı olarak değişir (Cooke ve Simmons, 2000). Aşağıdaki alt bölümde epitermal yataklar için geçerli olan altın çökelme mekanizmaları kısaca ele alınmıştır. Ancak, burada tartışılan ilkeler diğer altın yatak türleri için de geçerlidir. Okuyucunun bu alt bölüme devam etmeden önce Bölüm 3'teki (Alt Bölüm 3.4 ve 3.5) metal çözünürlüğü ve çökeltme mekanizmalarına ilişkin kısımları okuması önerilir.

Klor (Cl^-) ve sülfidin (özellikle HS^-) anyonik türleri veya ligandları, altını sulu çözeltilerde çözmek için gerekli kabul edilir (Seward ve Barnes, 1997; Seward vd., 2014). İndirgenmiş, nötre yakın pH'deki sulu çözeltilerde Au muhtemelen $Au(HS)_2^-$ kompleksi olarak taşınacaktır. Bu aynı zamanda düşük sülfidasyon ortamlarda altının hareketi için tercih edilen ortam olabilir. Aksine, daha yüksek (> 300 °C) sıcaklıklarda ve hem daha asidik hem de tuzlu çözeltiler için altın tercihli olarak $Au(Cl)_2^-$ kompleksi olarak taşınır ve bu taşıma modu muhtemelen yüksek sülfidasyon ortamları için geçerlidir. Altının taşındığı mekanizma iki farklı epitermal yatak türünde temelde farklı olabileceğinden, hidrotermal akışkanlardan altının çökelmesini kontrol eden kimyasal ve fiziksel faktörlerin de farklı olması muhtemeldir.

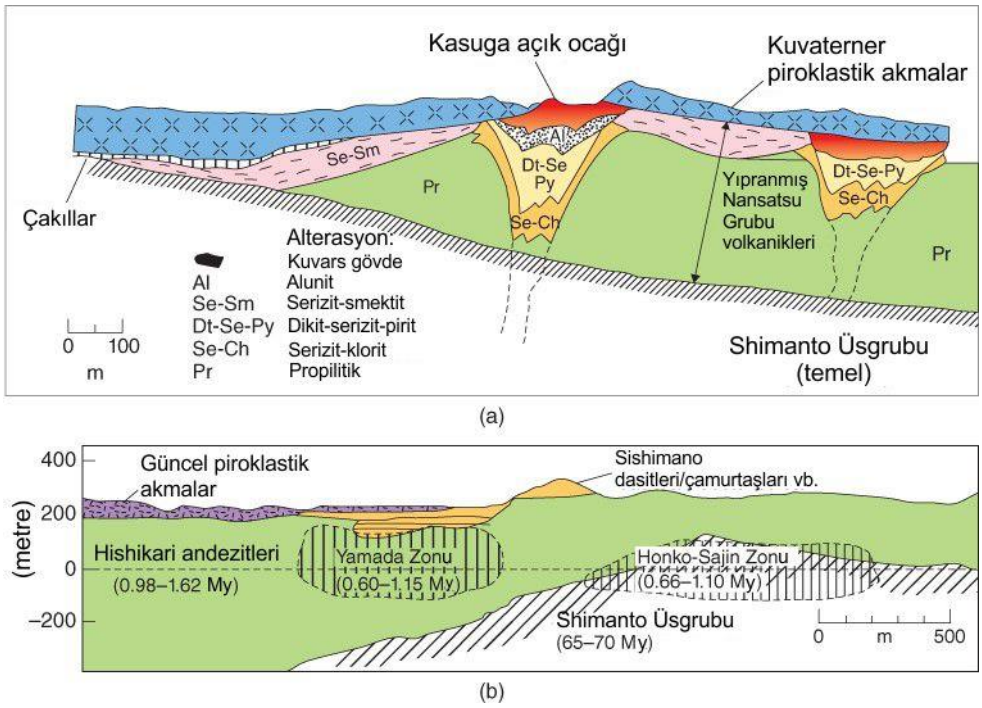
Kutu 2.2 Volkanik Ortamlarda Magmatik-Hidrotermal Süreçler - Kasuga ve Hishikari Epithermal Au-Ag Yatakları, Kyushu, Japonya

Japon yayının en güneydeki büyük adası olan Kyushu ülkenin başlıca altın üretim bölgesidir. Bu bölgedeki Geç Senozoik volkanik etkinliğinden kaynaklanan ya sönmüş ya da zayıflayan magmatik-hidrotermal sistemlerle ilgili birkaç epitermal Au-Ag yatağı oluşmuştur. Kyushu bölgesinde Kasuga'nın bir örnek olduğu Nansatsu tipi cevherlerle temsil edilen yüksek sülfidasyon (veya asit-sülfat) cevherleşmesi ve çok zengin Hishikari yatağı ile temsil edilen düşük sülfidasyon (veya adularya-serizit) cevherleşmesi olmak üzere epitermal altın cevherleşmesinin her iki türü de korunmuştur.

Kasuga

Kyushu'nun güney kesimindeki Nansatsu bölgesinde son 10 milyon yıldır kalk-alkali volkanizma etkin olmuştur. Bölgede başlıca Akeshi, Iwato ve Kasuga olmak üzere çeşitli yataklar meydana gelmiştir. Kasuga yaklaşık 3 g/t ortalama Au tenöründe yılda yaklaşık 120.000 ton cevher üretilen küçük bir yataktır. Cevher kütlesi Kretase Shimanto Üsgrubunun temel metasedimentlerini örten Nansatsu Grubu'nun andezitlerindeki kalıntı yüksek silika zonu ile ilişkilidir (Hedenquist vd., 1994). Açık ocaktaki alterasyon volkanik konak kayacın Si dışındaki tüm elementlerinin neredeyse tamamen yıkandığı merkezî bir kuvars açısından zengin bölge ile tanımlanır (Şekil 2.2.1a). Kuvars gövdesi bir ileri arjilik alterasyon zonu (alunit, dikit ve kaolinit içeren) ile çevrilidir. Bu da propilitik bir zona (klorit + illit) geçiş yapar. Cevher mineralleri esas olarak pirit ve enarjitten oluşur; parajenetik olarak sonradan nabit kükürt, kovelin ve götit gözlenir . Au-Ag (elektrum) cevheri büyük ölçüde alterasyon halesinin merkezinde kuvars gövdesi içinde bulunmakla birlikte geç oksitlenmiş fazlarda önemli ölçüde yeniden hareketlenme de meydana gelmiştir. Cevherleşme andezitik ana kayaçtan

metal yüklü bir akışkan fazın ayrılması ile ilişkilidir, ardından bu faz buhar ve sıvı aşamalara ayrılır. Yüksek derecede asidik buharlar volkanik kayaların yıkanmasıyla gözenekli kuvars gövdesini oluşturmada rol oynadığı gibi, büyük olasılıkla Au ve Cu'ın çoğunu taşımıştır. Metal yüklü sulu fazlar daha sonra gözenekli kayanın içinden süzülerek Cu, Ag ve Au çökeltmiştir. Bu akışkanın meteorik sularla aşamalı olarak karışması olasılıkla ana çökelme mekanizması olmuş ve ayrıca alterasyon halesindeki zonlanmanın ve önceden var olan toplulukların geç oksidasyonundan da sorumludur (Hedenquist vd., 1994).



Şekil 2.2.1 (a) Kasuga yatağının alterasyon zonlamasının özellikleri ve geometrisini gösteren kesit (Hedenquist vd., 1994'den). (b) Hishikari yataklarının cevherleşmenin belirli bir rakımda yoğunlaşmasını göstermen kesiti (Izawa vd., 2001'den).

Hishikari

1981'de keşfedilen Hishikari yatağı başlangıçta yaklaşık 260 ton işletilebilir altın kaynağı içeren çok zengin, düşük sülfidasyon epitermal bir yataktır (Izawa vd., 2001). Kyushu'nun orta-güneyinde yakın zamanda aktif olan Kirishima yanardağının yaklaşık 20 km kuzeybatısındadır. Yatak büyük ölçüde Kretase Shimanto Üstgrubu temelinde bir dizi dikey, kademeli (en echelon) damarlar halinde meydana gelmiştir; ancak, aynı zamanda üstteki Pleistosen andezitler içine kısa mesafelerde uzanır. Damarlar başlıca kuvars ve adularya ile birlikte daha az miktarda smektit kil içerirler. Damar oluşumu ve cevherleşmenin yaklaşık 1,6 milyon yılda başlayan ve 0,7 milyon yılda sona eren volkanizma ile bağlantılı olduğu düşünülmektedir. Bununla birlikte, damar ile ilişkili adularyalar 1,15 ile 0,60 My arasında yaşlandırılmıştır. Bu da jeotermal sistemin ve

cevherleşmenin volkanizmadan yaklaşık 0,5 My sonra başladığını göstermektedir (Izawa vd., 2001). Olağanüstü zengin Hosen damarı (3000 g/t Au ve 2000 g/t Ag'ün üzerinde tenörler; Şekil 2.2.2) damar oluşumunun üç fazına dair kanıtlar içerir. Her aşama esas olarak kuvars, adularya ve elektrumdan oluşur. Çökelmenin erken evresinde de minör pirit ve kalkopirit gözlenir. Hishikari'deki yüksek tenörlü cevherler yaklaşık 200 m düşey uzantı boyunca uzanan belirli bir kotla sınırlıdır (Şekil 2.2.1b). Bu aralığın üstünde ve altında damarlar ya sonlanmakta ya da ekonomik açıdan daha değersiz hale gelmektedir. Bu durum sıvı kapanım verileriyle birlikte çözeltiden altın ve gümüşün çökelmesinden baskın olarak meteorik bir sıvının kaynamasının sorumlu olduğunu göstermektedir.

Şekil 2.2.2 Kyushu'daki Hishikari madeninde altın ve gümüş (elektrum) açısından zengin Hosen damarının yeraltında görünümü (Fotoğraf izni: Noel White).



Düşük sülfidasyon yatakları için altının çökelmesi nispeten kolay olup, bu ortamda akışkan evrimini belirleyen iki süreçten biri veya her ikisiyle bağlantılıdır; bunlar kaynama ve sıvı karışımıdır. Bu durumda bir cevher akışkanının kaynaması buhar fazında kükürt kaybına yol açacak; bu da eşitlik (2.8)'de ifade edildiği gibi $Au(HS)_2^-$ kompleksinin dengesinin bozulmasına ve Au'nun çökelimine neden olacaktır (Cooke ve Simmons, 2000'den):

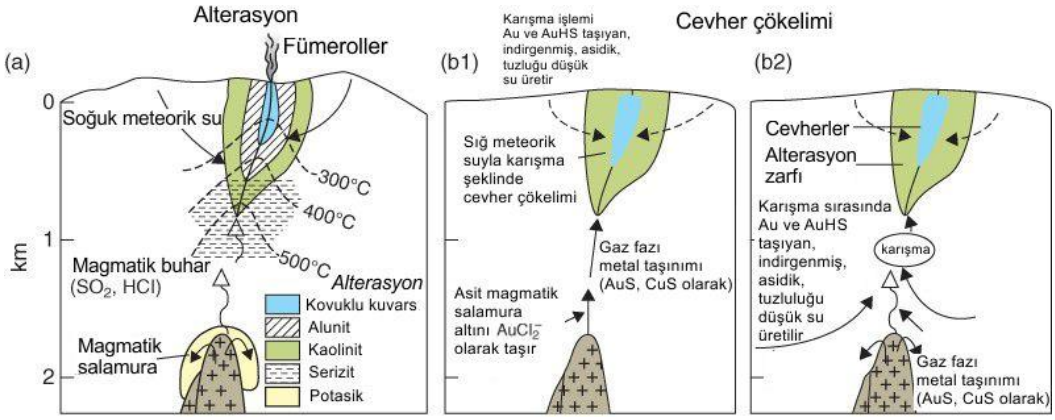
$$Au(HS)_2^- + H^+ + 0{,}5H_2 \leftrightarrow Au + 2H_2S \qquad (2.8)$$

Oksitlenmiş bir meteorik suyun aynı cevher akışkanı ile karışması Eşitlik (2.9)'da gösterildiği gibi altının çökeltilmesine de etki edecektir:

$$Au(HS)_2^- + 8H_2O \leftrightarrow Au + 2(SO)_4^{-2} + 3H^+ + 7{,}5H_2 \qquad (2.9)$$

Kaynama kaynaklı Au çökelimine ilişkin kanıtlar Yeni Zelanda'daki Broadlands gibi elektrik üreten türbinleri çalıştırmak için buharından yararlanılan modern jeotermal sistemlerden elde edilmektedir (Cooke ve Simmons, 2000). Bu enerji santrallerinde suyun buhara dönüşmesi sırasında boruların içini kaplayan silisli tortunun genellikle hem Au hem de Ag bakımından zengin olduğu bilinmektedir. Gerçek düşük sülfidasyon çökellerinde konağı damar olan cevherleşmenin meydana geldiği dar dikey aralık (Hishikari'de olduğu gibi; Kutu 2.2) kaynamanın cevher çökelmesi üzerinde temel bir kontrol görevi gördüğünün başka bir göstergesidir. Colorado'daki Creede gibi yataklarda akışkan karışımının da rol oynadığı açık olsa da, bu mekanizmanın yaygın bir rol oynadığına dair kanıtlar çok belirgin değildir (Cooke ve Simmons, 2000).

Yüksek sülfidasyon yataklar için Au çökelme mekanizmaları daha az anlaşılmış ve daha karmaşıktır: çünkü, yukarıda önerildiği gibi, altının sadece bir $Au(Cl)_2^-$ kompleksi olmanın yanı sıra yüksek kükürt aktiviteli akışkanlarda bir bisülfit kompleksi [Au(HS)] olarak da taşınabilir. Au'ın Cu ile birlikte buhar



Şekil 2.21 Yüksek sülfidasyon epitermal yatakların oluşumu için iki aşamalı model. (a) İlk aşama baskın olarak magmatik bir buhar fazının yerli kayanın yıkanmasından ve ana fümerolik kanal çevresinde bir arjilik alterasyon halesinin geliştirilmesinden sorumlu olduğu aşama. (b1) Altının bir klorür kompleksi olarak taşındığı cevher çökelme aşaması ve (b2) altının bisülfit kompleksi olarak taşındığı cevher çökelme aşaması (Arribas vd., 1995'den).

fazında taşınmasının da mümkün olduğu düşünülmektedir (bkz. yukarıdaki Alt Bölüm 2.4.3). Altın yüksek sülfidasyon ortamlarda bir bisülfit kompleksi olarak taşınırsa, çökelme mekanizmaları da düşük sülfidasyon sistemlerinde olduğu gibi, kaynama ve akışkan karışma ile ilgili olabilir. Öte yandan, altın bir klorür kompleksi olarak taşınırsa, kaynama ve oksitlenmiş kükürt türlerinin (SO_2 veya SO_2^-) buhar fazına ve ekstraksiyonu altının stabilitesi üzerinde çok az etkisi olacaktır. Bununla birlikte, sıcak, asidik ve tuzlu $Au(Cl)_2^-$ içeren bir cevher akışkanı ile daha soğuk, nötür bir meteorik çözelti arasındaki sıvı karışımı cevher sıvısının pH'sini artırarak ve (seyrelme yoluyla) tuzluluğunu azaltarak önemli bir çökeltme mekanizması olabilir. Örneğin Lepanto'da yapılan çalışmalar maden yatağındaki akışkan karışımlarının magmatik akışkanların meteorik akışkanlara oranının 9:1 ila 1:1 arasında değiştiğini göstermektedir (Hedenquist vd., 1998).

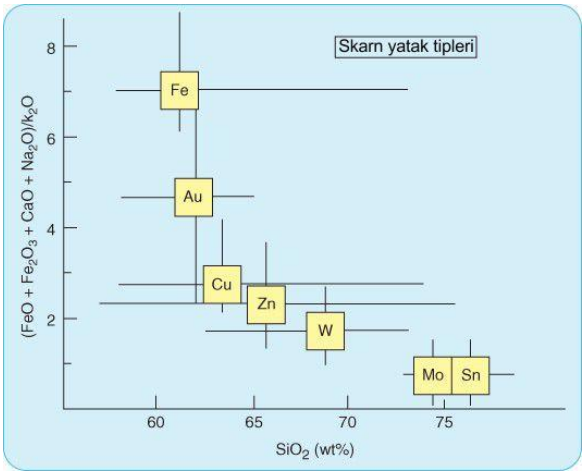
Arribas vd. (1995) bu ortamda altın türleşmesinin varyasyonları ile ilgili karmaşıklıkları yansıtan yüksek sülfidasyon epitermal sistemlerin oluşumu için bir model sunmuştur. Model, cevher oluşumunun iki aşamasını öngörmektedir. İlk aşama, fümerolik kanaldaki gözenekli-kovuklu kuvars zonunu oluşturacak olan, konak kayanın yoğun bir şekilde yıkanmasından sorumlu, sıcak ve asit karakterli zengin magmanın ve ayrıca çevresindeki ileri derece arjilik alterasyon halesinin gazsızlaşmasını içerir. Buhar fazı ayrıca Au çözünürlüğü düşük asit sülfat akışkanı oluşturacak şekilde meteorik sularla karışabilir ise de, yine de alterasyon sürecine dâhil olur. Bu alterasyon süreci sırasında oluşan ikincil gözeneklilik ve geçirgenlik daha sonraki metal taşıyan akışkanların akışı için gerekli bir hazırlık aşaması olarak kabul edilir. Sonraki cevher çökelimi iki şekilde gerçekleşebilir. Altını bir $Au(Cl)_2^-$ kompleksi olarak taşıyan sıcak, asidik ve tuzlu cevher akışkanı doğrudan alttaki magmadan türeyebilir ve doğrudan alterasyon bölgesine doğru hareket edebilir. Cevher çökelimi bu akışkanın daha soğuk meteorik sularla karışması ve seyrelmesi sonucunda meydana gelecektir (Şekil 2.21b). Alternatif olarak, Cu ve Au'ın başlangıçta buhar fazında magmadan uzaklaşması (bkz. Alt Bölüm 2.6.2) ve bu metal yüklü gazların, intrüzyon etrafında dolaşan ısınmış yeraltı suları ile karışarak içinde altının Au(HS) olarak taşındığı, tuzluluğu düşük bir akışkan oluşturması önerilmektedir. Bu akışkan daha

sonra yüzeye yakın ortamlarda kaynama yoluyla veya meteorik sularla karışarak, veya her ikisiyle birlikte, metallerin çökelmesini sağlamaktadır (Şekil 2.21b).

2.10 Skarn Yatakları

"Skarn" terimi İsveççe kökenli olup, başlangıçta ülkedeki manyetit ve kalkopirit yatakları ile ilişkili alterasyon topluluklarını tanımlayan, çoğunlukla kalk-silikat minerallerinden (örneğin Ca-zengin granat, klinopiroksen, amfibol ve epidot) oluşan çok sert kayalar için kullanılmıştır. Günümüzde karbonat kayalarının (kireçtaşı ve dolomit), kontakt veya bölgesel metamorfik süreçler sırasında kalk-silikat mineral toplulukları ile metasomatik yer değiştirmesine atıfta bulunmak için yaygın olarak kullanılmaktadır. Skarn toplulukları ile ilişkili maden yatakları skarn yatakları olarak adlandırılır ve genellikle granitin karbonat kayalara sokulmasıyla ilişkili kontakt metamorfizması ve metasomatizmanın ürünüdür. Skarn yatakları çok çeşitli yatak türleri ve metal birliklerini kapsar ve bunlar W, Sn, Mo, Cu, Fe, Pb-Zn ve Au cevherlerini içerir. Skarn yataklarında bulunan farklı metaller Bölüm 1'de (Einaudi vd., 1981; Misra, 2000) açıklandığı gibi magmatik intrüzyonun farklı bileşimlerinin, oksidasyon durumlarının ve metalojenik afinitelerinin bir ürünüdür. Granitoyid bileşimini skarn yatak tipiyle ilişkilendiren basit bir şema şekil 2.22'de verilmiştir. Genel bir kural olarak Fe ve Au skarn yatakları daha mafik ve ara bileşimli plütonların sokulması ile ilişkilidir. Cu, Pb, Zn ve W, kalk-alkali, manyetit içeren oksitlenmiş (I tipi) granitik intrüzyonlar ve Mo ve Sn ile indirgen (S tipi) ve ilmenit içeren daha farklı granitlerle bağlantılıdır. Bu genel eğilimin istisnaları olduğu unutulmamalıdır.

Skarn yatakları konak kayanın kireçtaşı veya dolomit olmasına bağlı olarak genellikle kalsik veya magnezyen tipler olarak sınıflandırılabilir. Ayrıca, metasomatik topluluğun sokulum yapan plütonun içinde mi yoksa dışında mı olduğuna bağlı olarak endo-skarn veya ekso-skarn olarak tanımlanırlar. Çoğu büyük, ekonomik olarak elverişli skarn yataklarının çoğu kalsik ekzo-skarnlarla ilişkilidir. Tungsten skarnları dünya W üretiminin önemli bir kısmını karşılar ve genel olarak kabuğun nispeten derinlerine yerleşmiş olan kalk-alkalen intrüzyonlarla ilişkilendirilir. Tasmanya'daki King Island madeni ve Kanada'nın Yukon bölgesindeki MacTung yatağı bu yatak tipine örneklerdir (bkz. Kutu 2.3). Buna karşın, bakır skarnları genellikle yüksek seviyeli porfiri tarzı intrüzyonlarla ilişkilidirler ve birçok porfiri bakır sistemi karbonat konak kayalara sokulduğunda bunlarla ilişkili bakır skarnları da oluşmuştur. Örnek



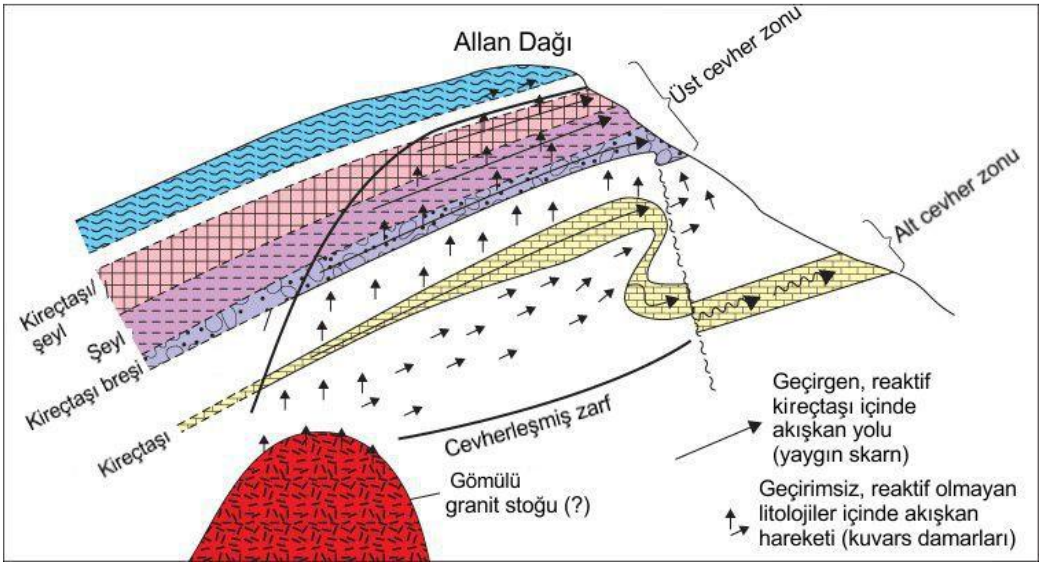
Şekil 2.22 Çeşitli skarn yataklarındaki magmatik sokulumların bileşimi ile baskın metal arasındaki ilişkiyi gösteren [FeO+Fe_2O_3+CaO+Na_2O]/K_2O'ya karşı SiO_2 diyagramı (Meinert, 1992'den).

olarak, yalnız büyük bir porfiri Cu yatağı değil, aynı zamanda dünyanın en büyük Cu skarn yatağını da içeren ABD, Utah'ın Bingham bölgesi verilebilir. Ayrıca, Bingham'daki skarn cevherleri bakır cevherleşmesinden uzak konumdaki kireçtaşlarında ekonomik öneme sahip Pb-Zn-Ag cevherleri de içerir (Einaudi, 1982). Batı Papua'nın Ertsberg bölgesinde Grasberg'deki dünyanın en büyük altın madenlerinden birinin de bir porfiri-skarn birlikteliği sergilediğini ve aslında bakır madenciliği işleminin bir yan ürünü olarak altın ürettiğini belirtmek gerekir (Meinert, 2000). Porfiri Cu cevherleşmesi ile ilişkili altın skarnları yüksek seviyeli, oksitlenmiş, manyetit içeren granitoyidlerin yerleşimi ile ilişkilidir. Altının Bi-Te-As ile bağlantılı olarak oluştuğu diğer altın skarn yatakları daha fazla indirgen, ilmenit içeren granitoyid intrüzyonlarıyla bağlantılıdır (Meinert, 2000). Rusya'daki Sverdlovsk ve Sarbai gibi zaman zaman büyük, ekonomik olarak elverişli manyetit yatakları oluşturan Fe skarnları daha mafik gabro ve granodiyoritik intruzyonlar ile ilişkili olup, endoskarn alterasyonu ve sodyum metasomatizması ile temsil edilirler (Einaudi vd., 1981). Kalay skarnları genellikle yüksek derecede farklılaşmış S tipi (veya ilmenit içeren) granitoyidlerle ilişkilidir. Bunlara iyi bir örnek Tasmanya'daki Renison Bell madenidir.

Kutu 2.3 Granit İntrüzyonlarıyla İlişkili Magmatik-Hidrotermal Sıvılar (2) - MacTung Tungsten Skarn Yatağı, Yukon, Kanada

Britanya Kolombiyası'ndan Yukon Bölgesi'ne uzanan Kanada'nın kuzey Kordiller bölgesi birkaç büyük porfiri, SEDEX ve VMS baz metal madenlerinin yanı sıra altın yataklarını da içeren son derece umut verici bir bölgedir. Ayrıca, bölgede birkaç büyük W-Cu-(Zn-Mo) skarn yatakları da bulunur; bunlar arasında dünyanın bilinen en büyük W yataklarından biri olan Macmillan Pass bölgesindeki yatak da yer alır. MacTung olarak bilinen bu yatak henüz işletilmemiş olmakla birlikte ağırlıkça %0,95 WO_3'te yaklaşık 63 milyon ton cevher rezervine sahiptir ve az miktarda bakır içermektedir (Misra, 2000).

MacTung yatağı platformal şelf ortamında kıta kenarında oluşmuş Kambriyen-Ordovisiyen kırıntılı ve karbonat çökellerinde bulunmaktadır (Atkinson ve Baker, 1986). İstif silttaşları, karbonlu şeyller ve kireçtaşlarının ardalanmalı olarak dizilmesiyle tanımlanır. İstife biyotit ve granat içeren muhtemel S tipi afiniteli kuvars monzoniti olan 90 milyon yıllık Cirque Lake stoğu sokulmuştur (Şekil 2.3.1). Bu granit cevherleşme sürecine dâhil olmasına rağmen, alterasyon ve metal birikimi ile ilişkili magmatik-hidrotermal akışkanların gerçek kaynağının yatağın güneyinde derinlikte gizli bir sokulum olduğu düşünülmektedir (Şekil 2.3.1). MacTung'da skarn cevherleşmesinin iki farklı zonu belirgindir. Alt zon kıvrımlı bir kireçtaşı breşinin içinde yer alır. Üst zon altta kireçtaşı breşi, üstünde bir pelitik birim ve en üstte şeyl ile kireçtaşı ardalanmasıyla üç ayrı litolojik bileşenden oluşur (Şekil 2.3.1). Prograd hidrotermal alterasyon konak sediment bileşimi ve akışkanlarla tepkimeye bağlı olarak değişir. Reaktif olmayan, daha az gözenekli şeyller esas olarak yıkanmış dar haleler ve düşük şeelit derişimleri içeren kuvars damarlanması ile belirgindir. Skarn cevherleşmesinin başlıca konak kayaları son derece reaktif, gözenekli kireçtaşları olup, yaygın biçimde alterasyona uğramışlardır. Zonlanma çok belirgindir. Yataktaki alterasyon yer yer granat-piroksen damarları tarafından kesilen marjinal kireçtaşından başlar. Zonlanma belirgindir. Alterasyon seyrekçe granat-piroksen damarlarıyla kesilmiş kenar kireçtaşından,



Şekil 2.3.1 MacTung yatağının genel jeolojisi ve cevherli litolojileri ve siti cevher içeren magmatik-hidrotermal akışkanların kaynağı olduğu öne sürülen gömümü bir intrüzyonun olası yerini gösteren enine kesit (Atkinson ve Baker, 1986'dan).



Şekil 2.3.2 Mount Allan'ın kuzey yüzünde MacTung yatağının açığa çıkan tungsten skarn cevherleşmesinin görünümü. Kesikli çizgi intrüzif Cirque Lake granit stoğu (alt kesimler) ile Mount Allan'ın üst kısımlarını oluşturan Kambriyen-Ordovisyen kırıntılı ve karbonat tortulları arasındaki dokanağı göstermektedir. Sedimentler hornfels ve skarna dönüştürülmüş olup, esas olarak daha açık renkli bantlarda tungsten cevherleşmesi içerirler (Fotoğraf: Northwest Territories Geological Survey'in izniyle Fischer vd., 2018'den).

granat-piroksence ornatılmış geniş yayılımlı bir kireçtaşı içeren, yaygın biçimde altere olmuş bir ara zona, ve son olarak da bir piroksen çekirdeğine ve piroksen-pirotin skarnına geçer. Cevher tenörleri kenardan çekirdeğe doğru artar, burada WO_3 ve Cu zenginleşmeleri sırayla ağırlıkça %1,5 ve %0,2'yi aşabilir (Atkinson ve Baker, 1986). MacTung'da retrograd alterasyon çok azdır ve iri taneli şeelit içeren geç kuvars ve kalsit damarları ve piroksen skarnın hidrasyonunu temsil eden az miktarda amfibol oluşumu ile temsil edilir.

Cirque Lake stogu dokanağı ile uyumsuz olan alterasyon zonlanma modeli ve kuvars damarlarının dağılımı akışkanların yukarıya ve stoğa doğru göç ettiğini göstermektedir. Bu nedenlerden dolayı, skarn oluşumunda yer alan magmatik-hidrotermal akışkanların kaynağının şekil 2.3.2'de önerildiği gibi cevherleşmenin güneyinde derinlikte gömülü bir intrüzyon olduğu düşünülmektedir. Böyle bir intrüzyonun sadece Cirque Lake stoğunun bir parçası mı yoksa ilgisiz bir olay mı olduğu bilinmemektedir.

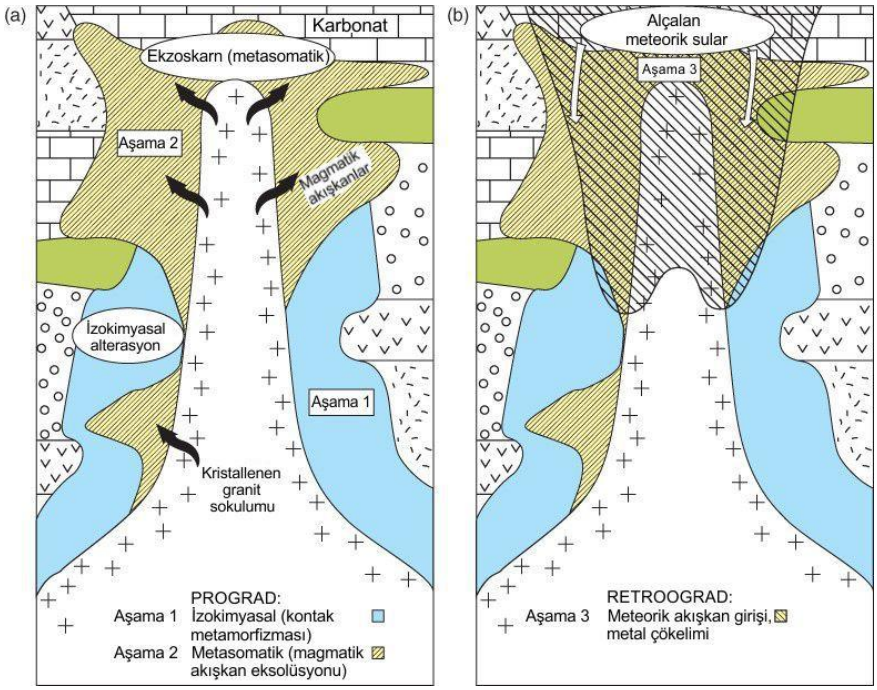
Skarn yataklarında farklı metal zenginleşmeleri olsa da, bunları oluşturan süreçler kabukta farklı seviyelerde granitoyid yerleşimi ve magmatik-hidrotermal aktivite olmak üzere birbirine benzerlik sunarlar. Granit intrüzyonu ile ilişki her zaman gözlenemez ise de genellikle varsayılır. Skarn yatakları genel olarak üç ardışık sürecin bir sonucu olarak oluşurlar (Einaudi vd., 1981; Meinert, 1992). Bunlar plüton yerleşimi ve kristallenmesinin erken aşamalarında izokimyasal kontakt metamorfizması, ardından açık sistem metasomatizması ve magmatik akışkan doygunluğu sırasında değişiklik ve son olarak da meteorik akışkanların plütonun soğuması sırasında aşağı hareketi ve karışmasıdır (tanımlama için bkz. Bölüm 3).

2.10.1 Prograd – İzokimyasal Kontakt Metamorfizma

Granit plütonu yerli kayalara sokulduğu zaman çökeller kontakt metamorfizmaya ve çeşitli hornfelsik dokuların oluşumuna maruz kalır. Bu aşamada oluşan mineral toplulukları oluşturdukları litotiplerin bileşimini yansıtırlar. Kontakt metamorfizma büyük ölçüde termal bir etki olmakla birlikte akışkanların bu süreç sırasında dolaşması muhtemeldir ve esas olarak H_2O ve CO_2 içeren prograd metamorfik reaksiyonların bir ürünüdür (Şekil 2.23a) (metamorfik akışkanların açıklaması için bkz. Bölüm 3). Dolomitik kayalarda metamorfik mineral zonlanması genellikle granat-klinopiroksen-tremolit-talk/flogopit dizisini içerir ve bu intrüzyondan uzaklaştıkça artan mesafeleri ve giderek daha sulu mineral topluluklarını yansıtır. Kireçtaşlarında mineral zonlanması granat-vezüvyanit-vollastonit-mermer şeklindedir. Plütonun kenarlarına yakın dehidrasyon süreci kaynak kayaların gözenekliliğini arttırmak ve cevherleşmenin sonraki dönemlerinde akışkan girişini kolaylaştırmak için önemli olmasına rağmen, bu aşamayla ilişkili bir cevherleşme yoktur.

2.10.2 Prograd – Metasomatizma ve Yer Değiştirme

Skarn yataklarının oluşumundaki ikinci aşama sokulan magmanın H_2O akışkanı ve buhar doygunluğunu (birinci veya ikinci kaynamanın veya her ikisinin bir fonksiyonu olarak) ve akışkan fazın sokulumu çevreleyen kontakt metamorfik haleye çıkışını içerir (Şekil 2.23a). Daha derin kabuk seviyelerindeki akışkan hareketi muhtemelen ayrı yapısal veya paralel kanallar boyunca yoğunlaşacaktır. Oysa daha yüksek seviyelerdeki akışkan hareketi muhtemelen hidro-çatlama nedeniyle granit kubbenin içindeki ve etrafındaki geniş bir hale içinde daha yaygın bir şekilde dağıtılacaktır (bkz. Alt Bölüm 2.11). Metasomatik mineral



Şekil 2.23 İntrüzyonla ilişkili skarn yataklarının oluşumun üç ardışık aşamasını gösteren evrimi. (a) Prograd evre ve (b) retrograd evre (Corbett ve Leach, 1998'den değiştirilerek alınmıştır).

toplulukları kontakt metamorfizma sırasında oluşanlara benzemekle birlikte, alterasyon daha yaygın ve daha kaba taneli olacak ve daha önce oluşan toplulukların yerini alacaktır. Si, Al ve Fe ve diğer bileşenler sulu magmatik akışkan tarafından kalkerli sedimentlere katılırken Ca, Mg ve CO_2 yerel olarak türer ve ayrıca metasomatik sisteme dahil edilir. Sülfit cevherleşmesi bu aşamada oluşmaz, ancak manyetit ve şeelit (W skarnlarında) prograd metasomatizmanın azalan aşamalarında çökelir.

2.10.3 Retrograd - Meteorik Sıvı Akışı ve Ana Metal Çökelmesi

Tüm magmatik-hidrotermal sistemler yüksek sıcaklıktaki magmatik akışkan sisteminin aşamalı soğumasına ve bozunmasına uğrar. Akışkanlar giderek sığ meteorik suların hakimiyetine girdikçe, baz ve değerli metal ve sülfitle ilişkili cevherleşmenin ana aşamalarının oluşmasının yanı sıra bir dizi retrograd reaksiyonu meydana gelir (Einaudi vd., 1981). Retrograd alterasyon toplulukları daha önceki metamorfik ve metasomatik minerallerin üzerine bindirilir (Şekil 2.23b) ve bu süreç tipik olarak parajenetik anlamda geç epidot, biyotit, klorit, plajiyoklaz, kalsit, kuvars (çeşitli granat tiplerinden sonra), tremolit-aktinolit ve talk (piroksenlerden sonra) ile serpantin (olivinden sonra) oluşumu ile tanınır.

Sülfit cevher minerallerinin yanı sıra manyetit ve hematit saçınımlar veya damarlar olarak ortaya çıkarlar ve prograd toplulukları keserler. Pirit-kalkopirit-manyetit gibi topluluklar yakınsak yerleşimleri karakterize ederken, bornit ve sfalerit-galen genel olarak oluşumda daha uzak konumlarda bulunurlar. Çoğu skarn ile ilgili cevherin parajenetik olarak geç çökelmesi metal oluşumunun cevher akışkanlarının sıcaklığının düşmesi (ve bunun sonucunda çözünürlüklerde düşüş), akışkan karışımı veya cevher akışkanının karbonat

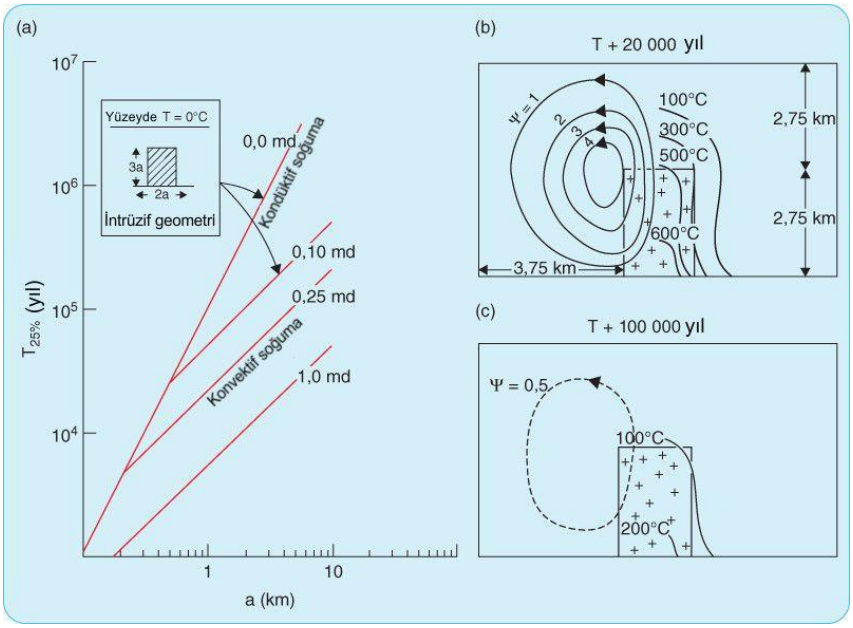
litolojileriyle reaksiyona girerek nötürleştirilmesi ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Magmatik cevher akışkanının sonraki bir meteorik bileşenle karışması ve akışkan içindeki ilgili redoks reaksiyonları cevher oluşumu süreci üzerinde ilave katkılar olabilir. Hidrotermal çözeltilerdeki çökelme mekanizmalarının daha ayrıntılı bir açıklaması Bölüm 3'te verilmiştir.

2.11 Granit Plütonlarının İçinde ve Çevresinde Sıvı Akışı

Şu ana kadarki tartışmalar magmatik kökenli bir sulu akışkan fazının oluşum mekanizmaları ve bu fazın esas olarak ergiyikten türeyen metallerin taşınmasındaki rolüne odaklanmıştır. Magmatik-hidrotermal maden yataklarının oluşumu açısından, akışkanların türediği intrüzyonun içindeki ve etrafındaki akış modelleri ve magmatik-hidrotermal akışkanların magma yerleşiminden sonra ne kadar süre boyunca aktif kalabileceği de aynı oranda önemlidir. Fosilleşmiş sıvı akış yolları, bir hidrotermal çözeltinin dolaştığı kayalar üzerinde oluşturduğu alterasyon ve cevherleşmenin etkilerinin farkına varılmasıyla ortaya çıkar (bkz. Bölüm 3). Bununla birlikte, bu tür akışkanların nerede dolaştığına dair tahmin en iyi şekilde, plüton içindeki ve etrafındaki hem iletken hem de konvektif ısı kaybı açısından bir intrüzyon ve bundan açığa çıkmış akışkan fazının termal etkilerini modelleyerek elde edilir. Granit plütonları etrafındaki sıvı akışını modellemek için birçok girişim olmuştur ve bunların, optimal sıvı akısının ve dolayısıyla cevherleşmenin intrüzyona göre nerede konumlandırılması gerektiğini tahmin etmede yararlı olduğu kanıtlanmıştır.

Cathles (1981), en azından jeolojik zaman ölçeği açısından, intrüzyonların çok hızlı soğuduğunu göstermek için bir termal modelleme yaklaşımı kullanmıştır. Şekil 2.24a'da bir intrüzyonun başlangıç sıcaklığının %25'ine soğuması için geçen süre ile intrüzyonun boyutu ve geometrisini ilişkilendiren model eğrileri çizilmiştir. Modeller ısının tek başına iletimle veya iletim ve konvektif sıvı akışının bir kombinasyonu ile kaybedildiği durumlar için kurulabilir. Küçük (1-2 km genişliğinde) bir intrüzyonun ısının yan kayaçlara iletilmesi ile soğuması durumunda, katılaşma tamamlanacak ve yerleşimden sonra yaklaşık 10^5-10^6 yıl içinde magmatik-hidrotermal akışkan sirkülasyonu sona erecektir. Soğuma bir hidrotermal akışkanın geçirgen bir çatlak ağı içinde dolaşımının neden olduğu konvektif ısı kaybıyla birlikte oluşursa (örneğin, hidro-çatlama meydana gelmesi durumu; bkz. Alt bölüm 2.3.3 ve şekil 2.7), bu durumda böyle bir plüton 10^4 yıl gibi kısa bir sürede başlangıç sıcaklığının %25'ine soğuyacaktır. Bu nedenle, akışkan hareketinin yüksek geçirgenlik nedeniyle en üst düzeye çıkarıldığı oldukça geçirgen bir sistemde ısı kaybı çok hızlı olacak ve tek bir intrüzyon jeolojik olarak uzun ömürlü bir hidrotermal sirkülasyon dönemini sürdüremeyecektir. Bu özellik, cevher oluşumunda sadece magmatik akışkanların etkili olduğu durumlarda elverişli bir cevher kütlesinin gelişmesine engel olabilir. Ancak, magmatik intrüzyonların içindeki ve çevresindeki cevherleşmenin ayrıca dışarıdan türemiş akışkanların sonucu olabileceği ve sürekli akışkan hareketinin uzun ömürlü birden fazla magmatik dönemlerden kaynaklanabileceği unutulmamalıdır. Hidrotermal yatakların çok hızlı geliştiğine dair bazı kanıtların var olduğu da unutulmamalıdır. Mesela Papua Yeni Gine'de Lihir Adası'ndaki 1300 tondan fazla altın içeren dev epitermal Ladolam Au yatağının, jeolojik olarak çok kısa ömürlü bir olay olan, yaklaşık 55.000 yıl içinde oluştuğu düşünülmektedir (Simmons ve Brown, 2006).

Norton ve Cathles (1979) bir granit intrüzyonu içinde ve çevresinde hidrotermal akışkan hareketini zamana karşı modellemişlerdir. Şekil 2.24b ve c ısının hem iletim hem de konveksiyon yoluyla kaybedildiği durumlar için iki ayrı periyotta (yani magma yerleşimi ve akışkan doygunluğundan 2×10^4 ve 10^5 yıl sonra) bir granit intrüzyonunun etrafında olması muhtemel izotermleri ve akışkan hareket



Şekil 2.24 Soğuyan bir magmatik intrüzif kütle içinde ve çevresindeki termal ve akışkan akış özelliklerini gösteren modeller. (a) İntrüzyon sıcaklığının intrüzyon boyutlarının bir fonksiyonu olarak ilk sıcaklığının %25'ine ($T_{\%25}$) düşmesi için geçen sürenin grafiği (km cinsinden ve ek diyagramda tanımlanmıştır). Isının yalnızca iletimle kaybedildiği (dik eğimler) ve diğeri iletim ve konvektif ısı kaybının bir kombinasyonunun meydana geldiği (tatlı eğimler) olmak üzere iki durum gösterilmiştir. Geçirgenlikler (milidarcy, md cinsinden) iki durum için gösterilmiştir (Cathles, 1981den). (b) Yerleşimden yaklaşık 20.000 yıl sonra intrüzyon içindeki ve etrafındaki akışkan hareketini ve sıcaklıkları gösteren termal model. Daha iyi anlaşılması için, model intrüzyon etrafında simetrik olmasına rağmen, akım çizgileri (akış işlevi ψ cinsinden ölçülür) solda ve izotermler sağ tarafta gösterilmiştir. İntrüzyon başlangıçta 0,07 md geçirgenlikle 750 °C'de ve çevre kayalar 0,13 md geçirgenlikle 0 °C'de idi. (c) Yerleştirmeden 100.000 yıl sonraki durum için benzer model (b ve c Norton ve Cathles, 1979'dan).

çizgilerini göstermektedir. Küçük bir granit kütlesinin yerleşmesinden kısa bir süre sonra (Şekil 2.24b) intrüzyonun etrafında 2 km'ye kadar önemli bir termal anomali gelişir ve kütlenin her iki yanından ve üstünden aktif bir dolaşım sıvısı akışı sistemi kurulur. Sulu çözeltiler intrüzyondan yukarı doğru akan, belirli bir mesafe uzakta tekrar aşağıya doğru dönen konvektif bir hücre oluştururlar. Bu çözeltiler kütleyi çevreleyen yerli kayalardan gelen suların yanı sıra soğuyan plütonun kendisinden türeyen magmatik akışkanları da içerebilir. İntrüzyonun etrafındaki akışkan akısının (flux) bir göstergesi, akış çizgilerini tanımlayan akış fonksiyonunun gradyanlarından elde edilir (yani akış çizgileri birbirine ne kadar yakınsa, akışkan girişi o kadar büyük olur). Hidrotermal akışkan hücresinin kaybolması şekil 2.24c'de sunulmuştur. Bu çizimde akışkan dolaşımı için enerji sağlayan termal anomalinin yanı sıra akışkan konveksiyonunun kendisinin magma yerleşimi ve akışkan doygunluğundan sonraki 10^5 yılda önemsiz oranlara düştüğü açıkça görülmektedir. Bu tespit de sadece tek bir magma getirimini temsil eden küçük granit intrüzyonlarının içinde ve çevresinde gerçekleşen cevher oluşturan olayların kısa

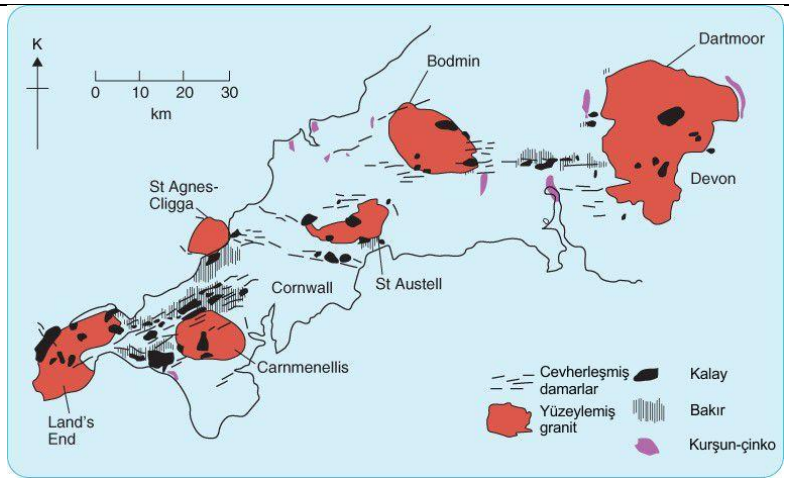
ömürlü olma olasılığını bir kez daha güçlendirmektedir. Sezgisel olarak büyük cevher kütlelerinin sadece daha büyük, çok aşamalı intrüzyonlarla bağlantılı olarak gelişeceği beklense de, Ladolam örneği kısa süreli hidrotermal olayların bile uygun koşullar altında önemli metal zenginleşmesine yol açabileceğini göstermektedir.

Güneybatı İngiltere'de Cornwall ve Devon'daki Cornubian batolitinin polimetalik (Sn-W-Cu-Pb-Zn) yatakları granit intrüzyonunun içinde ve çevresindeki akışkan hareketinin özelliklerinin magmatik-hidrotermal cevherleşmenin dağılımını anlamaya büyük ölçüde katkıda bulunmasına iyi bir örnektir. Bu bölgede cevherli damarlar bireysel granit plütonlarının kenarları boyunca görülmekle birlikte çevredeki metasedimenter yerli kayalarına da uzanırlar. Cevherleşme ayrıca metallerin dağılımında belirgin bölgesel bir zonlanma gösterir. Bu desenler bireysel granit plütonlarının içindeki ve etrafındaki akışkan hareketinin özellikleri ve ayrıca intruzyonların şekli ve bunların ne ölçüde aşınmayla yüzeye çıktığı ile açıklanabilir. Cornubian batolitindeki cevherleşme ve metal zonlanması hakkında ayrıntılar Kutu 2.4'te verilmiştir

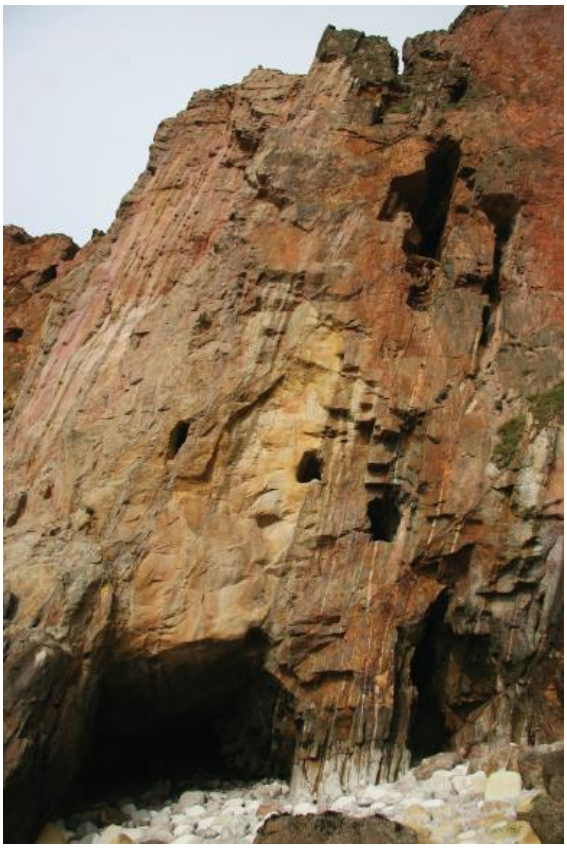
Kutu 2.4 Granit İntrüzyonları İçinde ve Çevresinde Akışkan Akışı - Güneybatı İngiltere, Cornwall Granitleri ile İlişkili Polimetalik Cevherleşme

Cornubian granit batoliti Karbonifer'den Permiyen'e kadar (280-290 My) Variskan Orojeni sırasında yerleşmiş olup, dünyanın önde gelen polimetalik madencilik bölgelerinden biriyle ilişkilidir. Batolit İngiltere'nin güneybatısındaki Cornwall ve Devon ilçelerinde bir dizi küçük granit kütlesi ve ilgili dayklara ek olarak beş büyük plüton dizisi olarak yüzeylemektedir (Şekil 2.4.1). Batolitin Laurasya ve Afrika'nın yakınlaşmasının (Pangaea'nın oluşması) neden olduğu yitim sonucu oluştuğu düşünülmektedir. Benzer granitler ve cevherleşme stilleri orojenik kuşak boyunca özellikle İspanya, Portekiz, Fransa ve Avrupa'da Çek Cumhuriyeti ve Kuzey Amerika'da New Brunswick-Newfoundland olmak üzere başka yerlerde de bulunmaktadır. Güneybatı İngiltere'de madencilik Tunç Devri'ne kadar izlenebilirse de en yoğun faaliyetler on dokuzuncu yüzyılda meydana gelmiştir. Tarihsel olarak Fe, As, Pb, Zn, W, U ve Ag gibi diğer metaller de işletilmiş olmakla beraber bölge de ağırlıklı olarak Sn (2,5 milyon ton toplam metal üretimi) ve Cu (2 milyon ton toplam metal üretimi) üretimi gerçekleşmiştir (Alderton 1993). Bölge şu anda seramik endüstrisi için hala önemli bir kaolinit (porselen kili) üreticisi konumundadır (bkz. Bölüm 4, alt bölüm 4.4.1).

Cornish graniti, Variscan kuşağı boyunca başka yerlerde benzer şekilde cevherleşmiş birçok kütlede olduğu gibi, peralümin bileşimde olup, Rb, Li, F, B ve Be bakımından zenginleşmiş bir S tipi granit olarak sınıflandırılabilir (Willis-Richards ve Jackson, 1989). Granitteki cevherleşme plüton kenarlarının geniş çapta alterasyondan ve cevherleşmenin çoğundan sorumlu olan magmadan hacimli bir sulu fazın ayrılması ile ilgilidir (Jackson vd., 1989). Alterasyon genellikle zonludur ve cevherleşmeden uzaklaştıkça turmalin-potasik alterasyon (K-feldispat ve biyotit)-serizit-klorit dizisi ile tanımlanır. Magmatik-hidrotermal akışkanlar, granit içi ve granit dışı cevherli kuvars damarlarının oluşumundan da sorumludur. Cornubian cevherleşmesinin özellikle belirgin özelliği, genellikle tercihli Sn-W cevherleşme sahalarını temsil eden tabakalı, greyzenle sınırlanmış damar setlerinin varlığıdır (Şekil 2.4.2). Bu damarlar temelde değişken kasiterit ve volframit içeren kuvars ve turmalinden ve kuvars, muskovit, Li-

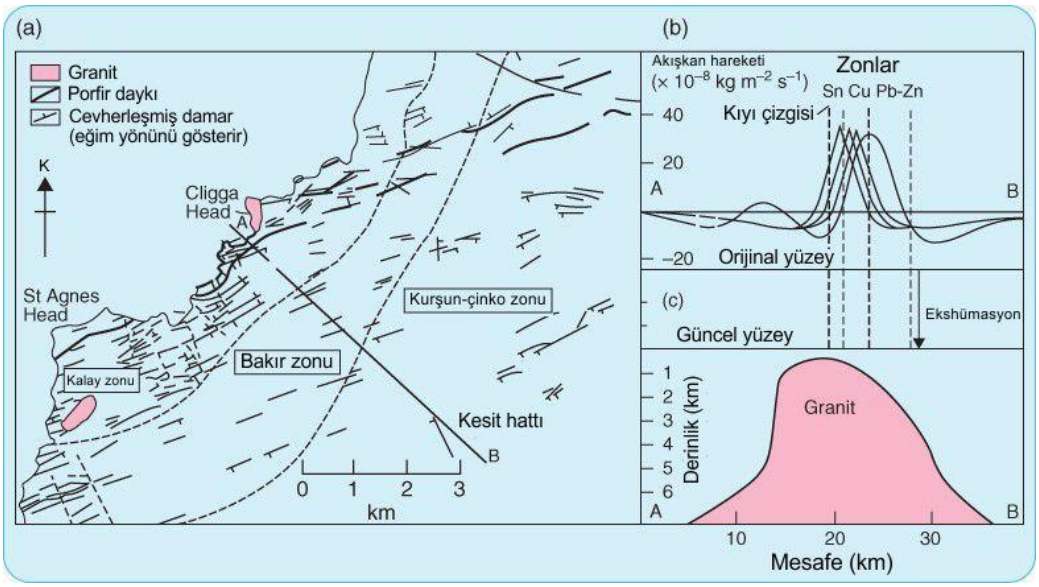


Şekil 2.4.1 Cornubian granit batolitinin bir kısmını oluşturan Cornwall ve Devon'da mostra sunan başlıca plütonlar ve bu plütonlar içinde ve çevresinde Sn, Cu ve Pb-Zn cevherleşmesinin dağılımı (Atkinson ve Baker, 1986'dan).



Şekil 2.4.2 Cligga Head, Cornwall'daki yarlarda açığa çıkan örtülü Sn-W taşıyan, greyzen sınırlı damarlar (koyu renklenme) (Fotoğraf izni: Helen Wilkinson).

mika ve topazdan oluşan greyzen alterasyon halesinden oluşur. Bu damar sistemleri genellikle çevredeki yerli kayalar içine birkaç kilometre uzanır ve iyi tanımlanmış bir metalojenik zonlanma veya parajenetik sekansı tanımlarlar. Cevher mineral zonlanması erken oksit ağırlıklı bir topluluktan (turmalin ile birlikte kasiterit ve volframit) florit ve klorit ile birlikte kalkopirit, sfalerit ve galenadan oluşan daha sonraki bir sülfit topluluğuna ilerler. Zonlanma deseni şekil 2.4.1 ve 2.4.3'te gösterildiği gibi hem tek damarlı sistem içinde dikey olarak hem de yanal olarak granit gövdeden uzakta belirgindir. Metal zonlanma karmaşık olmasına rağmen (Willis-Richards ve Jackson, 1989) Sn- W'dan Cu'a ve Pb-Zn'ya ilerleme akışkan-akışkan ve akışkan-kaya etkileşimleri nedeniyle hem soğuma hem de kimyasal değişiklikler açısından evrilen bir cevher akışkanını yansıtır.



Şekil 2.4.3 (a) St Agnes-Cligga Head granitinin güneydoğu kenarındaki bölgesel metal zonlanma deseni. (b) ve (c): Granitin zamanla aşamalı olarak aşınmasının bir fonksiyonu olarak granit içindeki ve etrafındaki sıvı akışının sayısal simülasyonu (Sams ve Thomas-Betts, 1988'den)..

Cornubian granitlerinin içindeki ve etrafındaki akışkan hareketinin sayısal benzetişimleri bölgenin bir özelliği olan metal zonlanması üzerindeki kontrollerin yanı sıra cevherleşme dağılımı açısından da yararlı bilgiler sağlamıştır. Cornubian batolitinin özelliklerinden biri, cevherleşmenin tercihen Carnmenellis plutonunun kuzey kenarı ve St Austell ve Bodmin plutonlarının güney kenarları gibi mostra veren granit plütonun bir kenarı boyunca dağılmış olmasıdır (Şekil 2.4.1). Granit plütonlarının içindeki ve etrafındaki magmatik-hidrotermal akışkan akış modelini etkileyen faktörlerden ikisi, gövdenin şekli ve yerleşme derinliğidir (Sams ve Thomas-Betts, 1988). Maksimum akışkan hareketi cevherleşme dağılımındaki asimetriyi açıklayan bir granit kütlesinin daha yumuşakça dalan kenarlarında yoğunlaşma eğilimindedir. Ek olarak, bir granitin erozyonla aşamalı olarak açığa çıkması konvektif sıvı akışının geometrik yerinin etraftaki sedimentlere doğru göç etmesine neden olacaktır. Çoğunluğu denizin altında olan St Agnes-Cligga Head granitinin (Sams ve Thomas- Betts, 1988) güneydoğu kenarı için öne sürülen bir modelde kütlenin tavan kısmının aşamalı olarak kaldırılmasının dikey akışkan hareketinin geometrik yerinin plüton kenarlarından aşamalı olarak uzaklaşmasına nasıl neden olabileceği gösterilmiştir. Tavan kısmının açığa çıkması ile temsil edilen zaman aralığı boyunca cevherleşme çözeltilerinin termal ve kimyasal evrimi, metal birikimindeki art arda artışları ve gözlenen metallerin bölgesel zonlanmasını açıklayabilir.

2.12 Cevherleşmiş Mafik Kayalarda Hidrotermal Akışkanların Rolü

Bu bölümün büyük bir kısmında felsik magmalar ve bunlardan çıkan sıvılar arasındaki ilişkiler ele alınmıştır. Bununla birlikte, bu bölümün başında belirtildiği gibi, bir mafik ergiyiğin de bir magmatik akışkan fazını oluşturması mümkündür; ancak, açığa çıkmış su kütle fonksyonuna bağlı olarak felsik ergiyiklerden daha az olacaktır. Mafik kayalarda bir magmatik akışkanın cevher oluşturma süreçlerindeki rolü genellikle göz ardı edilir. Ancak, bu tür akışkanların katmanlı mafik intrüzyonlarda Cu, Ni ve platin grubu elementleri (PGE) gibi metallerin zenginleşmelerinde önemli olabileceği artık açıktır (Mathez, 1989*a*, *b*).

Bir ergiyik içindeki H_2O'nun çözünürlüğü CO_2'ninkinden daha yüksektir. Buna göre, CO_2 sulu bileşiklerden önce ayrılacaktır. Kristallenen bir mafik ergiyikten oluşan ilk akışkanlar bu nedenle CO_2 (ve daha indirgen ortamlarda CO) açısından zengindir. Ancak, kristallenme ilerledikçe daha fazla H_2O içeren bileşimlere dönüşeceklerdir. Ek olarak, akışkan ayrıca önemli miktarda klor (HCl veya $FeCl_2$ olarak) ve kükürt (HS^- veya fO_2'ye bağlı olarak SO_4^{-2}) içerebilir. Sıvı bileşimindeki CO_2'den H_2O hakimiyetine geçiş, mafik ergiyiklerden türeyen akışkanlarda oldukça hızlı gerçekleşir ve akışkandan C'un (grafit) çökelmesiyle belirginleşir. Bu nedenle, bu sıvıların en azından başlangıçta çok fazla metali çözme olasılığı düşüktür. Ancak, bu durum çözeltilerdeki su oranı arttıkça değişebilir.

Bölüm 1'de detaylı bir şekilde tartışıldığı gibi, mafik kayalardaki metal derişimine ilişkin değerlendirmelerde de Cu, Ni ve PGE'nin dağılım modellerinin aşamalı kristallenme veya silikat-sülfür karışmazlığı sırasında kristal-ergiyik veya ergiyik-ergiyik bölümlenmeyi yansıttığı varsayılır. Bu varsayımlar gözlenen cevher yataklarının sulu bir akışkan fazıyla yeniden dengelenmediğini ve metal dağılım modellerinin gerçekten magmatik olduğunu ve hidrotermal süreçlerle üstelenmediğini varsayar. Bu durum her zaman geçerli değildir. Mesela doğu Avustralya'da serpantinitlerdeki mineralojik gözlemler bazı PGE'nin (özellikle Pd, Pt ve Rh) hidrotermal çözeltiler tarafından kolayca yeniden dağıtılma eğiliminde olduğunu gösterirken, diğerleri (özellikle Os, Ir ve Ru) bu tür süreçlerden nispeten etkilenmemiştir (Yang ve Seccombe, 1994). PGE külçelerinin aşırı büyümelerinin ve dendritlerinin plaser birikintilerinde ve laterit zenginleşmelerinde bulunduğu ender durumlar bu metallerin belirli koşullar altında kararsız olduğunu ve düşük sıcaklıklarda bile çözelti haline gelebileceğini gösterir (bkz. Bölüm 4).

PGE'lerin durumunda paladyum (Pd) haricinde bu metallerin yüksek sıcaklıklarda ve oldukça indirgen (düşük fO_2) koşullarda magmatik-hidrotermal akışkanlarda düşük çözünürlük gösterme eğiliminde oldukları açıktır. Pd ise yüksek sıcaklıklarda tuzlu çözeltilerde oldukça çözünürdür (Sassani ve Shock, 1990). Bununla birlikte, genel olarak Cl^- gibi ligandların varlığı PGE çözünürlüğünü çok az arttırır ve bu metallerin önemli ölçüde çözünmesi sadece yüksek ölçüde oksitlenmiş, asidik koşullar altında mümkündür (Wood vd., 1992). Hidroksit (OH^-) kompleksliğinin hidrotermal çözeltilerde PGE çözünürlüğüne katkıda bulunma olasılığı düşük olsa da yüzeysel sularda önemli olabilir; PGE-OH^- kompleksleri plaser ve laterit yataklarında rol oynayabilir. Benzer şekilde bisülfit (HS^-) kompleksleri jeolojik olarak uygun çözümlerin çoğunda çok düşük (ppb) Pt ve Pd taşınmasıyla sonuçlanır. Bu gözlemler çoğu durumda mafik kayalardaki metal derişimlerinın hidrotermal süreçler tarafından belirgin bir şekilde değiştirilmediği şeklindeki geleneksel görüşü destekleme eğilimindedir. Bununla birlikte, çok düşük fS_2 koşulları altında (metal sülfidin değil de metalin kararlı olduğu durumda) yüksek oranda tuzlu su içindeki PGE çözünürlüklerinin çok daha yüksek olabileceği (10^2-10^3 ppb) görülmektedir. Bunun başlıca nedeni PGE'nin Cl^- ile kompleksleşmesinin sülfit ligandlarının varlığından olumsuz bir şekilde etkilenmemesidir. Bu koşullar altında, bir sıvı,

bu metallerin yeniden dağıtılmasında önemli bir rol oynayabilir.

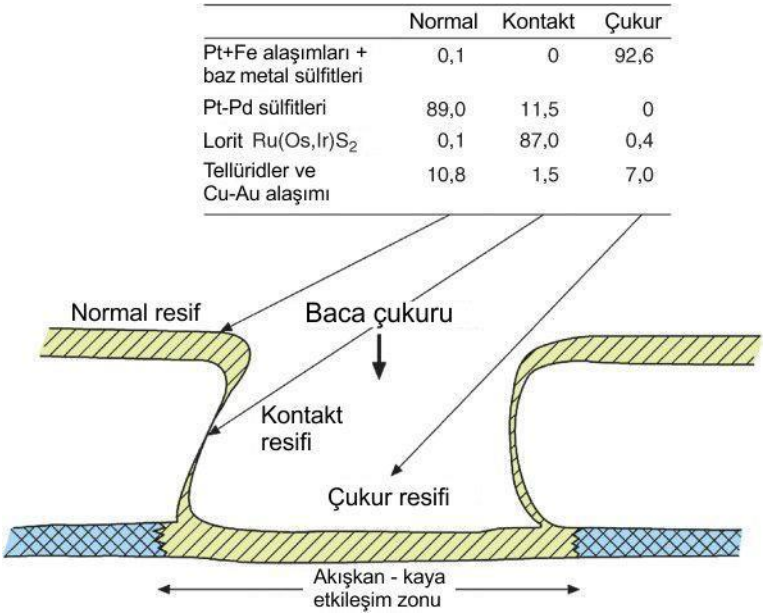
2.12.1 Magmatik-Hidrotermal Bir Akışkanın Bushveld Kompleksindeki PGE Cevherleşmesi Üzerindeki Etkileri

Bushveld Kompleksinde hem Merensky Resifi hem de UG2 kromitit damarında PGE cevherleşme tenörleri ve bu elementlerin görece oranları onlarca kilometrelik bir doğrultu boyunca tekdüzedir (Cawthorn vd., 2002). Buna karşılık, PGE'nin mineralojisi önemli ölçüde değişir. Normal tabakalanmış resifte genellikle kuperit, brajit ve laurit gibi PGE sülfit mineralleri hâkimdir. Mineralize bacalar (bkz. Kutu 1.6) ve alışılmadık derecede uyumsuz, Pt bakımından zengin dunit bacalarıyla temsil edilen atipik durumlar, PGE-Fe alaşımları ve tellürlerle karakterize edilir. Normal resiflerin sülfit ağırlıklı mineralojisinin Bölüm 1'de tartışıldığı gibi magmatik süreçlerin ürünü olduğu, ancak çukurlardaki ve bacalardaki kükürt eksikliği olan PGE mineralojisinin uçucu-zengin sıvı fazının magmatik cevherlerle etkileşime girerek sonuçta düşük fS_2 koşullarının lokalize olduğu alanları yansıtabileceğine dair genel bir fikir birliği vardır.

Bushveld Kompleksi'nin mafik kayaları demir açısından zengin ultramafik bacalar ve demir açısından zengin pegmatitler (Pb, As, Sb ve Bi derişimlerinde) ve plajiyoklaz-amfibol-flogopit damarları gibi birkaç sıra dışı kaya türü içerir. Bu durum Bushveld magmalarının kristallenmesinin geç evrelerinde buhar veya akışkan doygunluğunun kanıtı olarak gösterilmiştir. Schiffries (1982) Fe ve Pt bakımından zengin dunit bacalarının kökeninin metasomatik olduğunu ve yaklaşık 600 °C ve 3,5 kbar'da konak kayalarla reaksiyona giren sulu bir magmatik tuzlu su içerdiğini ifade etmiştir. Daha sonraki çalışmalar bu kütlelerin muhtemelen ayrı magmatik intrüzyonlar olduğunu, ancak daha sonra daha düşük sıcaklıktaki hidrotermal akışkanlar için kanal görevi gördüğünü göstermiştir (Cawthorn vd., 2000). Bu kütlelerin sülfit bakımından fakir, Pt'in hâkim olduğu mineralojilerinin başlangıç magmatik sülfit topluluğunun daha sonraki hidrotermal akışkanlar tarafından yeniden dengelenmesini temsil ettiği düşünülmektedir.

Bushveld Kompleksi ile ilgili hala tartışmalı konulardan biri, Merensky Resifi ve UG2 gibi ana cevherleşmiş horizonların PGE ve baz metal cevherleşmelerini magmatik süreçlere mi yoksa hidrotermal süreçlere mi borçlu olduğudur. Ayrıntılı mineralojik çalışmalar belirli ortamlarda magmatik akışların kükürdün yeniden dağıtılmasında ve PGE'nin yeniden kristallenmesinde rol oynamış olması gerektiğini göstermiştir. UG2 kromitit horizonu bir dunit borusu tarafından kesildiğinde (örnek olarak) borunun kendisi ile aynı özel Pt-Fe alaşımı ve Pt-arsenit (sperilit) fazlarını içerir. Buna karşılık, bu tür kütlelerden uzakta bulunan UG2 horizonu bragit ve kuperit gibi normal, magmatik PGE-sülfit minerallerini içerir (Peyerl, 1982).

Ek olarak, Merensky Resifi kendisi UG2'de olduğu gibi çoğu zaman PGE mineralojisinde birtakım değişiklikler sergiler. Ancak, bu durumda sülfür açısından kıt olan PGE minerallerinin oluşumu genellikle "bacaların" oluşumuyla ilişkilidir ve dunit ornatım bacalarının enine kesmesi şart değildir (Şekil 2.25). Bölüm 1'de açıklanan Merensky Resifi çukurları (bkz. Kutu 1.6) hidrotermal akışkan ile baca yapısı içindeki kayaların metasomatizması ile birlikte yeni bir magma getiriminin enjekte edilmesinden hemen önce taban bloğu kümülatlarının sin-magmatik faylanmasına atfedilmiş idi. Çukurlarda sülfitsiz PGE mineral topluluklarının oluşumu hem bu süreçle hem de çukurların olası akışkan doygunluğu ve artmış sirkülasyonun bölgeleri olması gerçeğiyle tutarlıdır. Tuzlu fakat nispeten oksitlenmiş akışkan varlığının, sonuçta bir sülfür kaybı ve PGE ile Fe arasında alaşımlar veya tellürit ve arsenit minerallerini oluşturacak reaksiyonlar gelişecek şekilde, birincil magmatik cevher mineralojisini



Şekil 2.25 Bushveld Kompleksi'nde Merensky Resifi'ndeki "bacaların" özelliklerini gösteren şematik kesit ve bu özelliklerinin normal resifle karşılaştırıldığında ayırt edici mineral topluluklarını gösteren bir çizelge (Kinloch, 1982 ve Mathez, 1989b'den).

modifiye etmekten ve baskın baz metal ve PGE sülfür fazlarını kararsız hale getirmekten sorumlu olduğu düşünülmektedir (Kinloch 1982). Hidrotermal üzerleme sırasında PGE ve baz metallerin yeniden dağıtılmadığı ve bu nedenle metal bütçesinin sabit kaldığına dikkat edilmelidir (Cawthorn vd., 2002). Merensky Resifi'nin baz ve değerli metal cevherleri veya Bushveld Kompleksi'nin herhangi bir diğer önemli cevherleşmiş kısmı için sadece hidrotermal kökene dair çok az kanıt olsa da, magmatik akışkanların bu katmanlı mafik intrüzyonların belirli kısımlarıyla reaksiyona girdiği açıktır.

Özetle, granitoyidlerle ilişkili sistemlerin aksine, mafik ergiyiklerdeki magmatik akışkanların bu kaya türlerinin kristallenmesine eşlik eden cevherleşme süreçlerinde nispeten küçük bir rol oynadığı görülmektedir. Buhar doygunluğu meydana gelmekle birlikte, Fe bakımından zengin dünit bacaları, pegmatitler ve damarlar gibi metasomatizmanın açıkça gösterilebildiği kayaların cevherleştirici etkisi mevcut magmatik PGE ve baz metal sülfitlerin yeniden dengelenmesiyle sınırlı görünmektedir.

2.13 Özet

Tüm magmalar kristallenme sırasında birbirinden ayrı sulu akışkan ve buhar fazlarını açığa çıkaran birleşenler içerirler. Çoğu magma önemli miktarlarda (ağırlıkça yüzde birkaç düzeyine kadar) suyu ve aynı zamanda bir miktar veya daha az karbondioksiti açığa çıkarır ve bunlar iki ana magmatik-hidrotermal akışkandır. Su özellikle Cl^- gibi önemli miktarlarda anyonik maddeyi çözme kabiliyetine sahiptir. Bu da diğer alkali ve geçiş metali katyonlarının çözünürlüğünü arttırır. Magmatik sulu faz sıvı, buhar veya homojen süper kritik akışkan olarak var olabilir. H_2O doygunluk süreci sistemin basıncını düşürerek (ilk kaynama olarak adlandırılır) veya magmanın aşamalı kristallenmesi (ikinci kaynama) yoluyla iki şekilde gerçekleşebilir.

H_2O doygunluğu özellikle orta ila sığ kabuk seviyelerinde granitik magmaların yerleşmesi ve kristallenmesi sırasında cevher oluşturma süreçleriyle ilgilidir. Bu ortam porfiri Cu ve Mo yatakları, polimetalik skarn cevherleri, granitle ilgili Sn-W yatakları ve volkanizma ile ilişkili epitermal Au-Ag-(Cu) ailesi dahil olmak üzere çok çeşitli önemli maden yatağı türlerinin oluşumuna yol açar. Birçok metal H_2O doygunluğunda oluşan akışkana veya buhara güçlü bir şekilde bölümlenir ve bu gibi durumlarda cevherleşme hem intrüzyonun içinde hem de dışında konak kayaların alterasyonuna eşlik eder. Cu veya Mo baskın porfiri yatakların oluşumu granitik bir gövdenin intrüzyon derinliği (kendisi orijinal su içeriğinin bir fonksiyonu), H_2O doygunluğunun kristallenme sürecine göre zamanlaması ve ergiyik-akışkan bölümlenmesi sırasında metallerin davranışı arasındaki ince bir etkileşimi yansıtır. Magmadan akışkanlar ve buharın çıkışı ve bunların sonraki dolaşımı çevrenin geçirgenliğine bağlı olup, kaynamaya bağlı hidro-kırılma ile değiştirilebilir. Polimetalik skarn yatakları farklı granit ve kalkerli sedimentlerden çıkan magmatik akışkanlar arasındaki etkileşimi yansıtır. Volkanik ortamlarda H_2O doygunluğu ve kaynama, önemli miktarda uçucu-zengin buhar üreten epitermal yatakların oluşmasına elverişlidir. Yüksek ve düşük sülfidasyon epitermal yataklar volkanik sistem zayıfladıkça veya volkanik merkezden uzaklaştıkça giderek daha fazla magmatik olmayan suları içeren bir magmatik-hidrotermal süreçler sürekliliğindeki uç üyeleri yansıtırlar. Birçok cevher yatağı türü herhangi bir magmatik kaynakla ilgisi olmayan akışkanların ürünüdür ve bunlar 3. Bölüm'de ele alınmışlardır.

Yardımcı Kaynaklar

Magmatik-hidrotermal cevher oluşum süreçleri hakkında daha fazla bilgiye dair kitaplara ve dergi özel sayılarına aşağıdaki referanslar ile ulaşılabilir.

Barnes, H.L. (ed.) 1967. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 1e. Holt, Rinehart and Winston Inc.

Barnes, H.L. 1979. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2e. Wiley.

Barnes, H.L. 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3e. Wiley.

Berger, B.R. and Bethke, B.M. (eds.) 1985. *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, *Reviews in Economic Geology*, vol. 2, 298. El Paso, TX: Society of Economic Geologists.

Cooke, D.R., Hollings, P., Wilkinson, J.J. and Tosdal, R.M. 2014. Geochemistry of porphyry deposits. In: *Treatise on Geochemistry*, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 357–381. Oxford: Elsevier.

Corbett, G.J. and Leach, T.M. 1998. *Southwest Pacific Rim Gold–Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization*. Special Publication 6, 237. El Paso, TX: Society of Economic Geologists.

Hagemann, S.G. and Brown, P.E. (eds.) 2000. *Gold in 2000*, *Reviews in Economic Geology*, vol. 13, 559. El Paso, TX: Society of Economic Geologists.

Lowell, J.D. and Guilbert, J.M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology* 56: 373–408.

Misra, K.C. 2000. *Understanding Mineral Deposits*, 845. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits*, 709. New York: Springer-Verlag.

Seltmann, R., Lehmann, B., Lowenstern, J.B., and Candela, P.A. (eds.) 1997. High-level silicic magmatism and related hydrothermal systems. Special issue. *Journal of Petrology* 38 (12): 1617–1807.

Seward, T.M., Williams-Jones, A.E., and Migdisov, A.A. 2014. The chemistry of metal transport and deposition by ore-forming hydrothermal fluids. In: *Treatise on Geochemistry*, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 29–57. Oxford: Elsevier.

Taylor, R.P. and Strong, D.F. (eds.) 1988. Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Special Volume 39: 445.

Thompson, J.F.H. (ed.) 1995. *Magmas, Fluids and Ore Deposits*, vol. 23, 525. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook.

Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. (eds.) 1989. *Ore Deposition Associated with Magmas*, *Reviews in Economic Geology*, vol. 4, 250. El Paso, TX: Society of Economic Geologists.

Williams-Jones, A.E. and Heinrich, C.A. 2005. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 100: 1287–1312.

İkinci Kısım

Hidrotermal Süreçler

3

Cevher Oluşturan Hidrotermal Süreçler

KONULAR
Yerkabuğundaki akışkanların kökeni Deformasyon, basınç gradyanları ve hidrotermal akışkan hareketi Sulu çözeltilerde metal çözünürlükleri Metal ligand komplekslerinin yapısı ve Pearson İlkesi Akışkan-kaya etkileşimleri ve alterasyon Çökelme mekanizmaları Fiziko-kimyasal süreçler Adsorplama Biyolojik olarak aracılık edilen süreçler Metal zonlanması ve parajenetik dizi Okyanus tabanında hidrotermal cevher oluşturma süreçlerinin modern benzerleri VMS-SEDEX sürekliliği Sulu karbonik hidrotermal akışkanlarla ilişkili maden yatakları Orojenik, Carlin tipi ve metamorfize olmuş ve konak kayası kuvars çakıllı konglomera olan altın yatakları Havza akışkanlarıyla ilişkili maden yatakları Sedimenter Konak Kayalı Stratiform Bakır (SSC) ve Mississippi Vadisi Tipi (MVT) Kurşun-Çinko Yatakları Meteorik akışkanlarla ilişkili maden yatakları Konak kayası kumtaşı olan uranyum yatakları

VAKIA ANALİZLERİ
Kutu 3.1 Akışkan Karışımı ve Metal Çökelimi: Olympic Dam Demir Oksit-Bakır-Altın (IOCG) Yatağı, Güney Avustralya Kutu 3.2 Alterasyon ve Metal Çökelimi: Golden Mile, Kalgoorlie, Batı Avustralya - Bir Arkeen Orojenik Altın Yatağı Kutu 3.3 Deniz Tabanında Eksalatif Baca Çıkışı ve "Siyah Duman Tüteçleri": Trodos Ofiyolit Kompleksinin VMS Yatakları, Kıbrıs Kutu 3.4 Sedimenter Eksalatif (SEDEX) Süreçler: Red Dog Zn–Pb–Ag Yatağı, Alaska Kutu 3.5 Orojenik Kökenli Sulu Karbonik Akışkanların Dolaşımı: Twin Creeks - Bir Carlin Tipi Altın Yatağı, Nevada Kutu 3.6 Konak Kayası Sedimenter Olan Havza Akışkanlarının Dolaşımı: 1. Orta Afrika Bakır Kuşağı Kutu 3.7 Konak Kayası Sedimenter Olan Havza Akışkanlarının Dolaşımı: 2. Viburnum Trend, Missouri

3.1 Giriş

Bu bölümde hidrotermal cevherleşme kavramı magmatik çözeltiler dışındaki kaynaklardan türeyen akışkanlarla ilgili çökeltiler de ele alınarak genişletilmiştir. Bu tür akışkanlar metamorfik dehidrasyon reaksiyonlarından, çökelin sıkışması sırasında gözenek sıvılarının dışarı atılmasından ve meteorik sulardan oluşmaktadır. Ayrıca deniz suyu, okyanus tabanındaki baz metal yataklarının oluşumu göz önünde bulundurularak hidrotermal bir akışkan olarak kabul edilmiştir. Esasen, granitle ilgili maden yataklarını konu alan önceki bölümden farklı olarak, bu bölümde çok daha geniş cevher oluşum süreçleri ve ortamları ele alınmıştır.

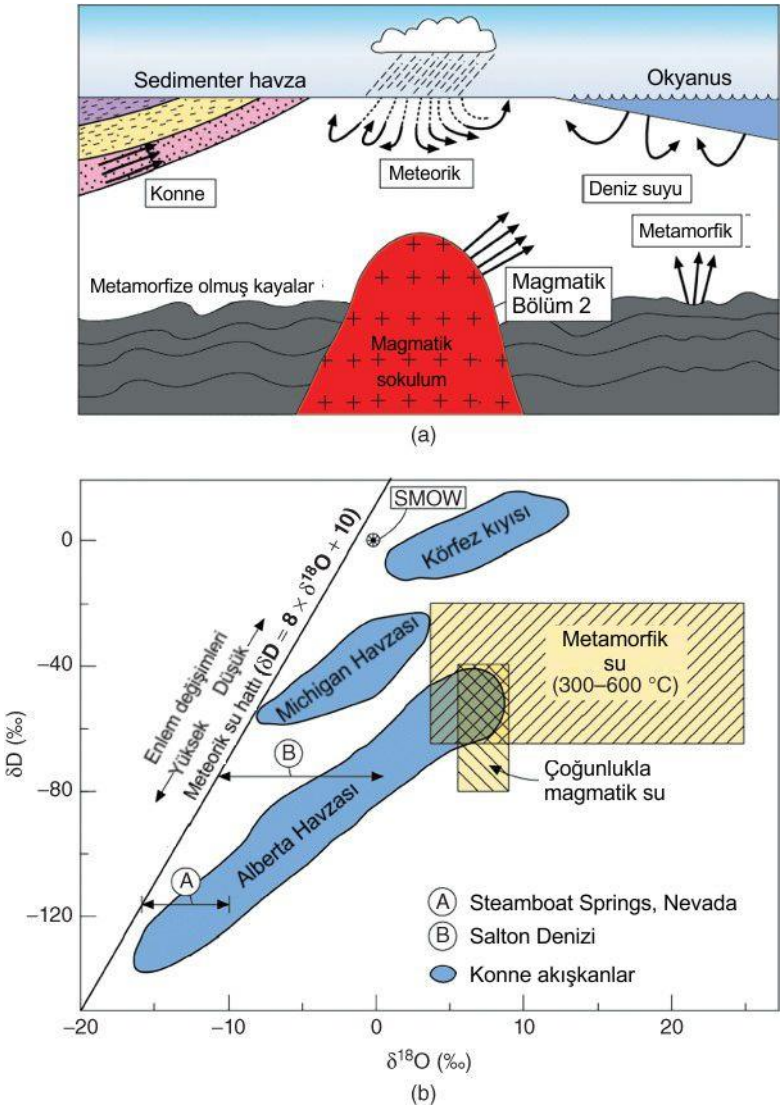
Hidrotermal cevher oluşum süreçleri yaygın olarak görülür. Dünya üzerinde doğrudan kabukta dolaşan sıcak sulu çözeltiler vasıtasıyla oluşmamış veya bu tür akışkanlar tarafından değişen derecelerde modifiye edilmemiş hemen hemen hiçbir maden yatağı yoktur. Bu görüş, geleneksel olarak magmatik kökenli kabul edilen Bushveld Kompleksi'nin Merensky Resifi'ndeki çukurluklarda platin grubu element (PGE) cevherleşmesinin hidrotermal olarak yeniden hareketliliği ile ilgili güçlü bir argümanın verildiği alt bölüm 2.12'de sunulan örnekle desteklenmektedir. Benzer şekilde, Witwatersrand Havzası'nın Au-U cevherleri artık sadece paleo-plaser yatakları olarak kabul edilemez; bunların oluşumunda hidrotermal süreçlerin önemli bir rol oynadığı açıkça ortaya konulmuştur (bkz. aşağıda Alt Bölüm 3.9). Benzer şekilde, petrol ve gaz çökelleri (bkz. Bölüm 5) hidrotermal çözeltiler için aşağıda tartışılan süreçlere benzer şekilde sıcak suyun etkisi altında mevcut konumlarına göç etmişlerdir. Dünyanın dev maden yataklarının birçoğu, kökenlerini yerkabuğundaki hidrotermal akışkanların akışına ve sulu çözeltilerin ekonomik açıdan önemli çeşitli bileşenleri etkili bir şekilde toplama, taşıma ve zenginleştirme kabiliyetine borçludur.

Özellikle son birkaç on yılda hidrotermal süreçlerin detaylarını daha iyi anlamaya yönelik çok sayıda araştırma yapılmıştır. Hidrotermal çözeltilerin kaynağı, bunların yerkabuğundan geçişi ve cevher kütlelerinin oluşumunu kontrol eden çökelme mekanizmaları gibi kavramlar artık nispeten iyi anlaşılmıştır. Barnes (1967, 1979*a*, 1997)'ın "Hidrotermal Maden Yatakları Jeokimyası"nın üç baskısı bu araştırmanın birkaç on yıldaki ilerlemesini kapsar. Elbette ki, hidrotermal cevherler hakkında daha fazla bilmemiz gereken bazı özellikler vardır. Cevher oluşum süreçlerinin yaşları ve süresi, eski akışkan yollarının ayrıntılı olarak tanınması ve kabuktaki akışkan hareketinin derinliklerinin yanı sıra küresel tektonik ve metalojeni arasındaki ilişki bunlardan bazılarıdır (Skinner, 1997). Son değinilen konu sadece hidrotermal cevherler için değil, tüm maden yatağı türleri için geçerli olan özellikle önemli bir konudur (bkz. Bölüm 6). Son olarak, maden yataklarının oluşumunda mikroorganizmaların rolü dikkat çekmeye başlayan ve daha önce düşünüldüğünden çok daha önemli hale gelebilecek bir konudur.

"Magmatik-hidrotermal" ve "hidrotermal" süreçlerin iki farklı bölüme ayrılması (sırasıyla Bölüm 2 ve Bölüm 3) kitabın organizasyon ve yapısının gerekliliği kadar, kavramsal bir zorunluluk değildir. Bu iki bölüm, magmatik akışkan hareketinden sığ düzeydeki meteorik süzülmelere kadar değişen bir süreç yelpazesini kapsamaktadır. Sürekliliği vurgulamak için, bu bölümün sonuna hidrotermal çözeltilerin kaynaklarını maden yatağı türleriyle ilişkilendiren ve hem bölüm 2 hem de bölüm 3 için geçerli olan bir özet diyagram eklenmiştir.

3.2 Yerkabuğundaki Diğer Akışkanlar ve Kökenleri

Yeryüzünde veya yakınında magmatik akışkanlara ek olarak dört ana su türü bulunur (Şekil 3.1a). Hepsi benzer kökenlere sahip olsalar da, bu akışkan rezervuarlarının her biri bileşimi ve sıcaklığı bakımından farklıdır ve bu nedenle maden yataklarının oluşumunda farklı rol oynarlar. Başlıca su türleri genellikle kabuğun derinlik ve sıcaklıklığındaki artışa



Şekil 3.1 (a) Yeryüzünde veya yakınında bulunan başlıca su türleri; magmatik su özellikle Bölüm 2'de tartışılırken, diğer akışkanlar bu bölümde tartışılmıştır. (b) Çeşitli su türlerinin hidrojen (δD permil) ve oksijen ($\delta^{18}O$ permil) izotopik oranlarının grafiği. Standart Ortalama Okyanus Suyu (SMOW/SOOS) hem δD hem de $\delta^{18}O$ için sıfır olarak tanımlanır. Bazı cevher oluşum ortamları karışık akışkan rezervuarlarıyla ilişkilidir; şekilde gösterilen durumlarda (bkz. A ve B) meteorik, konne akışkanlar ya da havza akışkanlarının karışımı söz konusudur (Taylor, 1997'den).

göre sırayla deniz suyu, meteorik su, havza suyu (veya bağlantılı su) ve metamorfik su olarak listelenir. Özellikle karışık akışkanlar belirli cevher oluşturan ortamlarda çok önemli olduğundan, iki veya daha fazla su türünün karışımından elde edilen beşinci bir sıvı rezervuarı da aşağıda açıklanmıştır.

Akışkanın geldiği ortam bilindiği için mevcut ortamlarında bu akışkanların her biri tanımlanabilir. Bununla birlikte, jeolojik geçmişte akışkanın sadece dolaylı belirtilerinin görüldüğü yerlerde, belirli bir su türünün kökenini belirlemek çok daha zordur. Neyse ki, suyun hidrojen ve oksijen izotop özellikleri suyun kaynağını belirlemede ve eski bir akışkan rezervuarının kökenini belirlemede oldukça kullanışlıdır. Şekil 3.1b'de yeryüzündeki veya yakınındaki ana akışkan rezervuarlarının kökenlerini belirlemeye hizmet eden eğilimleri ve alanları gösteren δD - $\delta^{18}O$ grafiği sunulmuştur. Çeşitli su türlerinin kökenleri ve

kararlı izotopik özellikleri aşağıda kısaca açıklanmıştır.

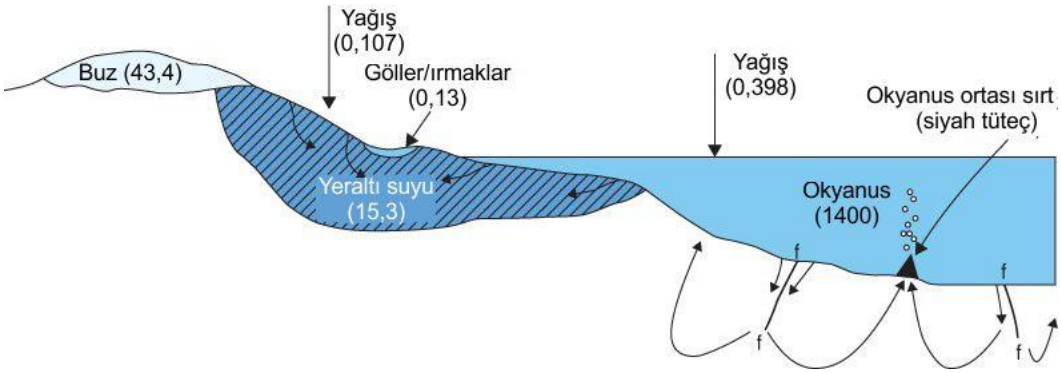
3.2.1 Deniz Suyu

Okyanuslar toplu olarak yeryüzündeki en büyük akışkan rezervuarını temsil eder (Şekil 3.2), yeryüzünün yaklaşık %70'ini kaplar ve serbest suyun yaklaşık %98'ini içerirler. Bölüm 2'de bahsedildiği gibi, Yerküre tarihinin başından beri önemli hacimlerde su ile kaplanmıştır. Deniz suyu küresel ölçekte nispeten iyi karışmıştır ve zaman içinde hem kıtasal hem de okyanus erozyon ürünleri ile reaksiyona girmesi nedeniyle hafifçe tuzludur. Deniz suyundaki başlıca çözünmüş katyonlar Na^{+}, K^{+}, Ca^{+2} ve Mg^{+2} ve anyonlar Cl^{-}, HCO_3^{-} ve SO_4^{-2} (Çizelge 3.1) olup, genellikle deniz suyunun kg başına yaklaşık 35 g katı toplam derişimde (veya tuzlulukta) bulunurlar (ağırlıkça %3,5).

Deniz suyu okyanus tabanını oluşturan kayalarda yoğun bir şekilde dolaşır ve yerkabuğunun bu bölümünde geniş çaplı alterasyondan ve metallerin yeniden dağılımından sorumludur. Deniz suyunun okyanus ortasındaki sırtlarla ilişkili büyük faylar boyunca aşağı süzülmesi ve ardından eksalatif bacalardan veya "siyah duman tüteçlerinden" çıkışı volkanojenik masif sülfit (VMS) yataklarının anlaşılmasında devrim yaratan büyük bir oşinografik keşif olmuştur (bkz. Alt bölüm 3.8). Dünyanın birçok farklı yerinde ve her yaştaki kayalarda gözlenen VMS yatakları deniz suyunun bir hidrotermal akışkan kaynağı olarak önemini teyit etmektedir. Çizelge 3.1'de deniz suyundaki başlıca iyonik türlerin derişimlerini verilmiş ve bu değerler sıcak deniz suyu ile okyanus kabuğu arasındaki etkileşim nedeniyle önemli metal derişimlerini oluşturan siyah duman tüteçlerinden çıkan akışkanlarla karşılaştırılmıştır. Deniz suyu ayrıca yağmur suyu ve meteorik yeraltı suları ile de karşılaştırılmıştır. Meteorik yeraltı suları daha yüksek sıcaklıklarda daha yüksek çözünmüş çözelti de içerirler.

3.2.2 Meteorik Su

Meteorik su doğrudan hidrolojik döngü ile açığa çıkar ve bu nedenle atmosferle temas halindedir. Jeolojik anlamda, bu terim yağış veya yüzeydeki duran ya da akış halindeki suyun sızması yoluyla üst kabuğa dahil olan yeraltı suyunu ifade eder. Bu anlamda, kabuğa süzülen deniz suyu da meteorik yeraltı suyu kaynağı olarak görülmelidir. Yeraltı suyu sıvı akışkanın ikinci en büyük kaynağıdır (Şekil 3.2) ve genellikle kayaların boşluklarında ve çatlak/yarıklarda yüzeye yakın yerlerde bulunur. Bu ifade sulu minerallerin kristal yapısının bir parçasını oluşturan suyla ilgisi olmadığı gibi, kabuk ve mantodaki kayaç oluşturan minerallerin çoğunda bulunan



Şekil 3.2 Yeryüzeyinde veya yüzeyine yakın su bütçesini gösteren basitleştirilmiş şema. Yağış akıları 106 km^3/yıl ve rezervuar hacimleri 10^6 km^3'tür (Berner ve Berner, 1987'den).

Çizelge 3.1 Doğal meteorik/hidrotermal sulardaki başlıca iyonik türlerin temsili derişimleri (ppm cinsinden) (veriler Krauskopf ve Bird, 1995; Scott, 1997 ve Seward vd., 2014'den alınmıştır).

Bileşen	Deniz suyu	Siyah duman tüteçleri deniz suyu (100-300 ºC'de)	Yağmur suyu	Meteorik kaynak suyu (6 ºC'de)	Meteorik jeotermal su (Salton Sea)
Na^{+}	10000	6000-14000	1,0	23	187
Cl^{-}	20000	15000-25000	1,1	3,1	21
SO_4^{-2}	2700	0	1,5	11	103
Mg^{+2}	1300	0	0,2	2,4	0
Ca^{+2}	410	36	0,4	5,1	0,5
K+	400	26	0,5	1,0	27
Si^{+4}	0,5-10	20	1,2	17	780
Cu	2,2				6,8
Pb	63,8				102
Zn	6,9				507
Ag	0,0004 (ppb)				1,4

Kaynak: Krauskopf ve Bird (1995), Scott (1997) ve Seward vd. (2014)'ne ait veriler.

mikrometre boyutundaki sıvı kapanımlarını da kapsamaz. Meteorik akışkan yine de çatlaklar boyunca kabuktaki derin seviyelere kadar nüfuz edebilir ve bu nedenle kabuk rejimi boyunca yaygın dolaşımda yer alır (Ague, 2014). Genellikle birçok metali düşük miktarlarda çözer (Çizelge 3.1) ve özellikle konak kayası kumtaşı olan ve yüzeysel uranyum cevherleri gibi nispeten düşük sıcaklıkta taşınması ve çökelmesi ile tanımlanan çeşitli hidrotermal maden yataklarının oluşumundan sorumludur (bkz. Alt Bölüm 3.11 ve Bölüm 4).

Hem yüzey hem de yeraltı meteorik sularının oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri dünya genelinde enlem ve yüksekliğe bağlı olarak sistematik olarak değişir. δD ve $\delta^{18}O$ değerleri arasındaki doğrusal ilişki (Şekil 3.1b'deki meteorik su hattı), hidrolojik döngünün buharlaşma-yoğunlaşma süreçleri sırasında döteryum ve hidrojenin yanı sıra ^{18}O ve ^{16}O'nun sistematik olarak sıvı akışkan ve su buharı arasında fraksiyonlaşması nedeniyle mevcuttur. Bu fraksiyonlaşma sıcaklığın bir fonksiyonu olarak artar (Craig, 1961). Bu nedenle, çoğu meteorik su düz bir çizgi boyunca değişen δD ve $\delta^{18}O$ değerlerine sahiptir ($\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$; Şekil 3.1b) ve suyun geldiği yere ait iklim koşullarını veya enlemi etraflıca tanımlamaya yardımcı olur.

3.2.3 Havza Suyu (veya Konne Su)

Tortullar çökelirken gözeneklerde kalan su formasyon suyu, konne su veya havza suyu olarak adlandırılır. Başlangıçta bu, meteorik su veya deniz suyu olabilir, ancak çökellerin gömülmesi, sıkıştırılması ve taşınmasıyla bileşimi önemli bir değişikliğe uğrar. Çökellerin sıkışmamış halden taşlaşmış tortul kayaya dönüşümüyle sonuçlanan çeşitli diyajenez aşamaları zaman ve derinlikle değişen sulu çözeltiler üretir. Bu tür akışkanlar her durumda istif boyunca hareket eder ve genellikle maden yataklarının oluşumunda rol oynar.

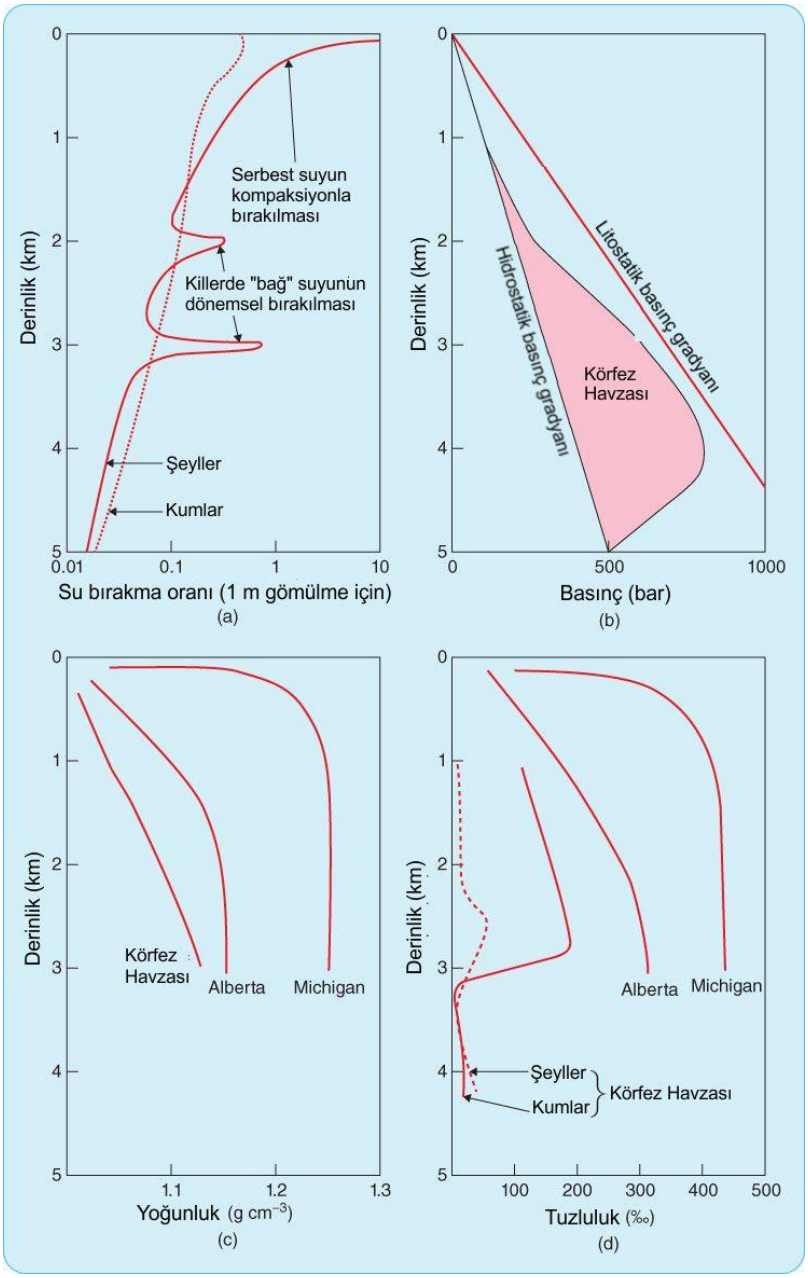
Çökellerin yaklaşık 300 m derinliğe kadar aşamalı olarak gömülmesi gözenekliliğin hızlı bir şekilde azalmasına ve ilk aşamada önemli miktarda suyun ortaya çıkmasına neden olur. Şeyller başlangıçta çok gözeneklidir ve

gömülmenin ilk aşamalarında önemli miktarlarda su üretimine neden olabilirler. Üç yüz m derinliğe gömüldüklerinde muhtemelen taneler arası gözeneklerdeki akışkanın %75'inden fazlası dışarı atılır. Bu nedenle, gözeneklilik bu erken aşamada hızla azalır (Hanor, 1979). Buna karşılık, sıkıştırılmamış kumtaşları başlangıçta şeyllerden daha az gözeneklidir ve biriken her metreküp çökel için önemli ölçüde daha az su bırakırlar. Şeyller ve kumlar için gömülme derinliğine bağlı olarak hesaplanan ortalama su salıverme oranları şekil 3.3a'da sunulmuştur.

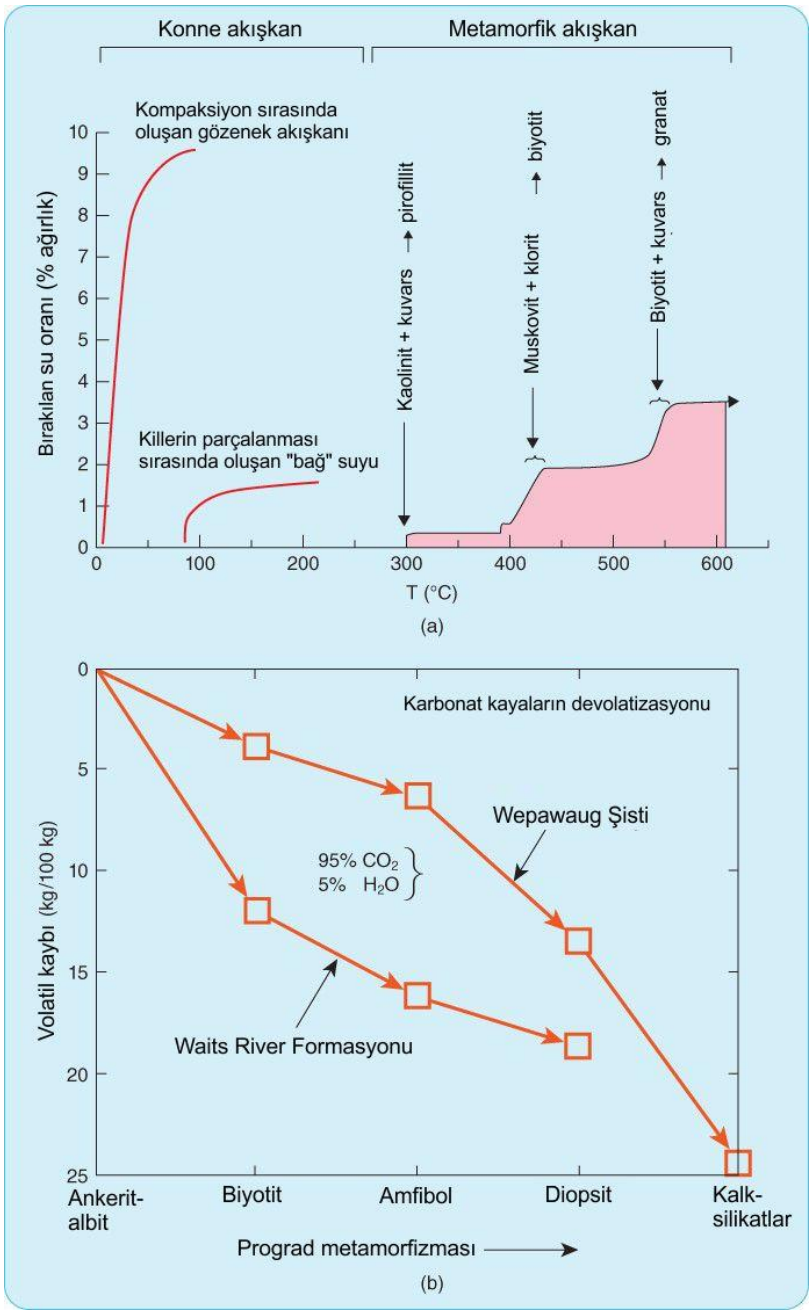
Çökelin gömülmesi ve diyajenezine eşlik eden önemli bir süreç, smektit gibi kil minerallerinin illite dönüşmesidir (Kharaka ve Hanor, 2014). Havza suyu için ilave bir kaynak, killi çökellerdeki kil mineral partikülleri içinde gevşek bir şekilde bağlanmış H_2O veya OH^- molekülleri olarak ortaya çıkan "yapısal" veya "bağ" suyunun sıkışma neticesinde salıverilmesidir. Bu tür sular 50-100 °C sıcaklıklara ulaşıldıkça ana mineralden ayrılır. Bu durum şekil 3.3a'daki derinlik profillerinde çökelden su salıverilme hızındaki dönemsel zirve benzeri artışlar olarak görülmektedir. Bırakılan suyun doğası ve hacmi bir durumdan diğerine değişir ve yerel jeotermal gradyan ile konak kil minerallerinin türü ve oranları gibi faktörlere bağlıdır. Havza akışkanının üretiminin iki ana aşaması da (yani gözenek suyu ve bağ suyu) şematik olarak şekil 3.4'te verilmiştir. Burada biraz daha yüksek sıcaklıklarda ve daha büyük gömülme derinliklerinde meydana gelen metamorfik akışkanların üretimi ile karşılaştırılmışlardır.

Havza akışkanlarının sıcaklığı çökel istifinde derinlikle birlikte artar ve bu artış hızı jeotermal gradyana bağlıdır. Jeotermal gradyan genellikle 15 ile 40 °C/km arasında değişir. Akışkan basınçları da derinlikle artar. Ancak, aşamalı gömülme ile basınç değişimi muhtemelen karmaşık olur ve herhangi bir çökel biriminde bulunan gözenek suyu miktarına ve hidrostatik ile litostatik basınç gradyanları arasındaki etkileşime bağlıdır. Hidrostatik ve litostatik basınç arasındaki ilişkilerin daha ayrıntılı bir açıklaması tortul serilerdeki hidrotermal akışkanların hareketi ile ilgili öneminin tartışıldığı aşağıdaki alt bölüm 3.3.2'de sunulmuştur. Şekil 3.3b ABD'nin güneyindeki Gulf Coast çökellerinde akışkan basıncının derinliğe göre nasıl değiştiğini göstermekte ve hidrostatik gradyan üzerinde önemli sapmalara işaret etmektedir. Akışkanların dışarı atılması engellendiği için seri içindeki düşük geçirgenlikli horizonlarında yüksek akışkan basınçları ortaya çıkar. Bu nedenle, gözenek suyu üstteki tabakaların ağırlığını karşılar ve yüksek sıvı basınçları oluşur (Hanor, 1979). Aşırı basınçlı sıvıların bulunduğu bölgeler, sıvı akışı ve kütle/ısı transferi düzenini belirler. Bu durum petrol tuzlu sularının göçü (bkz. Bölüm 5) ve çeşitli çökel konak kayalı hidrotermal maden yataklarının oluşumu için önemli sonuçlar doğurur.

Havza akışkanlarında şekil 3.3c, d'de gösterildiği gibi derinlikle birlikte yoğunluk ve tuzluluk (veya toplam çözünmüş katılar-TDS) açısından da bir artış söz konusudur. Yoğunluk artışları basınç ve tuzluluktaki artışlarla ilişkilidir. Ancak, sıcaklık da arttığından ve bu durum yoğunluk üzerinde ters etki yaptığından bu eğilimin bir sınırı vardır. Derin havza suları genellikle içilemeyecek kadar tuzludur. Tuzluluktaki artış bazen havza sularının halit, silvin, jips ve anhidrit gibi kolayca çözülebilen mineraller içeren evaporitik horizonlarla etkileşimi ile ilişkilidir. Bununla birlikte, çözünebilir evaporitleri içermeyen tortul istiflerde de tuzluluk artışları gözlenmektedir. Bu durum bazen "zar" veya "tuz" filtrasyonu olarak adlandırılan bir sürece bağlanır. Kil tanelerinin güçlü bir şekilde sıkıştırıldığı killi tabakalarda her bir tanecik etrafındaki net negatif yükün (kristal kafes içindeki atomik yer değiştirmelerin neden olduğu) etkileşimi "Gouy tabakası" olarak adlandırılır (Berner, 1971). Bu tabaka şeyl tabakasından geçen çözeltilerdeki anyonları geçirmeyen yarı geçirgen bir zar veya filtre görevi görür. Anyonlar süzülmüş akışkandan çıkarıldığında elektriksel dengeyi korumak için eşlik eden katyonlar da uzaklaştırılır. Sonuç olarak, sıkıştırılmış kilden geçen herhangi bir atık çözelti daha düşük bir



Şekil 3.3 Havza sularının oluşumu ve özellikleri. (a) İlk sıkışma ve gözeneklilik azalmasının ardından montmorillonit gibi kil minerallerinin su kaybından dolayı su salıverme oranını gösteren derinlik profili. (b)-(d) Sıkışan bir çökel yığınında sırayla basınçları, akışkan yoğunluklarını ve akışkan tuzluluklarını gösteren derinlik profilleri. Farklı profiller ABD'deki Michigan, Alberta ve Körfez havzalarına aittir (Hanor, 1979'dan).



Şekil 3.4 (a) Diyajenez sırasında bir mineral topluluğunun daha az su içeren diğerine parçalanmasını içeren sistematik dehidrasyon reaksiyonlarından dolayı havza akışkanı üretimi ile metamorfik akışkan üretimi arasındaki ilişki. Buradaki koşullar Witwatersrand Havzası için özel olarak hesaplanmıştır (Stevens vd., 1997'den). (b) Karbonat kayalarının prograd metamorfizması sırasında hesaplanan uçucu faz üretimi (%95 CO_2/%5 H_2O oranında) (Ague, 2014'den).

tuzluluk oranında olacaktır. Bu nedenle, yukarı doğru hareket eden tuzlu sular daha az tuzlu hale gelirken, daha derin kalıntı suların çözünmüş tuz içeriği artacaktır. Yarı geçirgen şeyl katmanları boyunca bir tortul dizilimde çözeltileri yukarı doğru zorlamanın etkinliği hakkında şüpheler ifade edilmiş olsa da, tuz filtreleme işlemi genellikle derin havza tuzlu sularının yaygın varlığı için uygun bir açıklama olarak kabul edilir. Hidrotermal akışkanlardaki özellikle Cl^-'gibi ligandların varlığı, çözeltideki metallerin çözünürlüğünü ve taşıma verimliliğini artırmak için çok önemli olduğundan, konu cevher oluşumu için büyük önem taşımaktadır (Bölüm 2'ye ve aşağıdaki Alt Bölüm 3.4'e bakınız).

Şekil 3.3d'de görüldüğü gibi, havza sularının tuzluluk özellikleri bir tortul diziden diğerine farklılık gösterecektir. Benzer şekilde, bu tür akışkanların δD ve $\delta^{18}O$ özellikleri de havzanın iklim özelliklerine ve enlemine bağlı olarak değişecektir. Çoğu tortul dizilerdeki başlangıçta hapsolmuş gözenek akışkanları ya meteorik ya da deniz suyu olacağından, hidrojen ve oksijen izotop bileşimleri başlangıçta ya meteorik su hattı boyunca uygun bir noktayı ya da Standart Ortalama Okyanus Suyu'nu (SMOW) yansıtacaktır (Şekil 3.1b). Akışkanlar hem sıcaklık artışları hem de konak kayalarla etkileşim yoluyla geliştikçe, sabit izotop özellikleri de değişecek ve daha sığ eğimli yollar boyunca meteorik su hattı üzerindeki bir konumdan tipik olarak sapan eğilimleri tanımlayacaktır. Tortul dizilerde sıcaklıkları ve tuzlulukları arttıkça akışkanlar daha yüksek $\delta^{18}O$ değerlerini yansıtma eğiliminde olacaktır (Taylor, 1997). Örneğin, şekil 3.1b'de düşük enlem Gulf Coast havzası suları Kanada'nın Alberta Havzası'nın yüksek enleminde dolaşan akışkanlardan oldukça farklı bir eğilimi tanımlamaktadır.

3.2.4 Metamorfik Su

Kayalar aşamalı olarak gömüldükçe ve sıcaklıklar yaklaşık 200 °C'yi aştıkça diyajenez süreci metamorfizmaya dönüşür. Metamorfizma çok yönlü bir süreçtir. Ancak, esas olarak bir mineral topluluğunun daha yüksek basınç ve sıcaklıkta hâkim olan koşullarla daha dengeli olan bir mineral topluluğuna dönüştürülmesidir. Bu tartışmada önemli olan, sulu silikat ve karbonat minerallerinin uçucu bakımından daha fakir olan yeni oluşmuş topluluklara dönüşmesidir. Bu nedenle, prograd metamorfizma sırasındaki dehidrasyon ve dekarbonasyon reaksiyonları orta ve alt kabukta önemli miktarlarda metamorfik su üreten süreçlerdir. Güney Afrika'da Witwatersrand Havzası'ndan bir örnek (Şekil 3.4a) yaklaşık 300 °C'de kaolinitin pirofillite dönüşümünü içeren bir metamorfik reaksiyon sonucu metamorfik su üretildiğini göstermektedir. Bu durum, kaolinitin pirofilitten daha fazla su içermesinden kaynaklanır ve faz geçişi sonucu serbest kalan fazla su çevredeki tortul istife geçer. Bu reaksiyonu yaklaşık 400 °C'de daha fazla akışkan üretimiyle muskovit ve kloritin biyotite dönüşümü takip eder. Bu tip prograd reaksiyonlar sırasında Hem H_2O hem de CO_2 (özellikle parçalanma reaksiyonları karbonat minerallerini içerdiğinde) ve ayrıca CH_4 ve sülfür türleri gibi uçucular, metamorfik akışkanlar olarak üretilir. Kabuktaki metamorfizmanın milyon yılda 10^{17} kg'dan fazla akışkan akısı (flux) ürettiği tahmin edilmektedir (Ague, 2014).

Düşük ve orta dereceli metamorfik alanlarda üretilen akışkanlar bileşimsel olarak yaklaşık bolluk sırasına göre H_2O, CO_2, CH_4 ve N_2 şeklinde gözlenir. Yüksek dereceli kayalarda, genellikle daha az miktarda su ve metan ile birlikte daha yoğun CO_2 hâkimdir. Çoğu metamorfik akışkanların tuzluluk oranı düşük olup, düşük derişimlerde indirgenmiş sülfür içerirler. Bu tür akışkanlar küresel ölçekte önemli bir altın yatağı türü olan orojenik altın yataklarının oluşumunda rol oynamaktadır (Bodnar vd., 2014; Phillips vd., 1994; bkz. Kutu 3.2). Ayrıntılı olarak tartışılmamış olmasına rağmen, CO_2'in sadece metamorfik

buharlaşmadan kaynaklananlarda değil; aynı zamanda magmatik sularda da hidrotermal çözeltilerin önemli bir bileşeni olacağı açıktır.

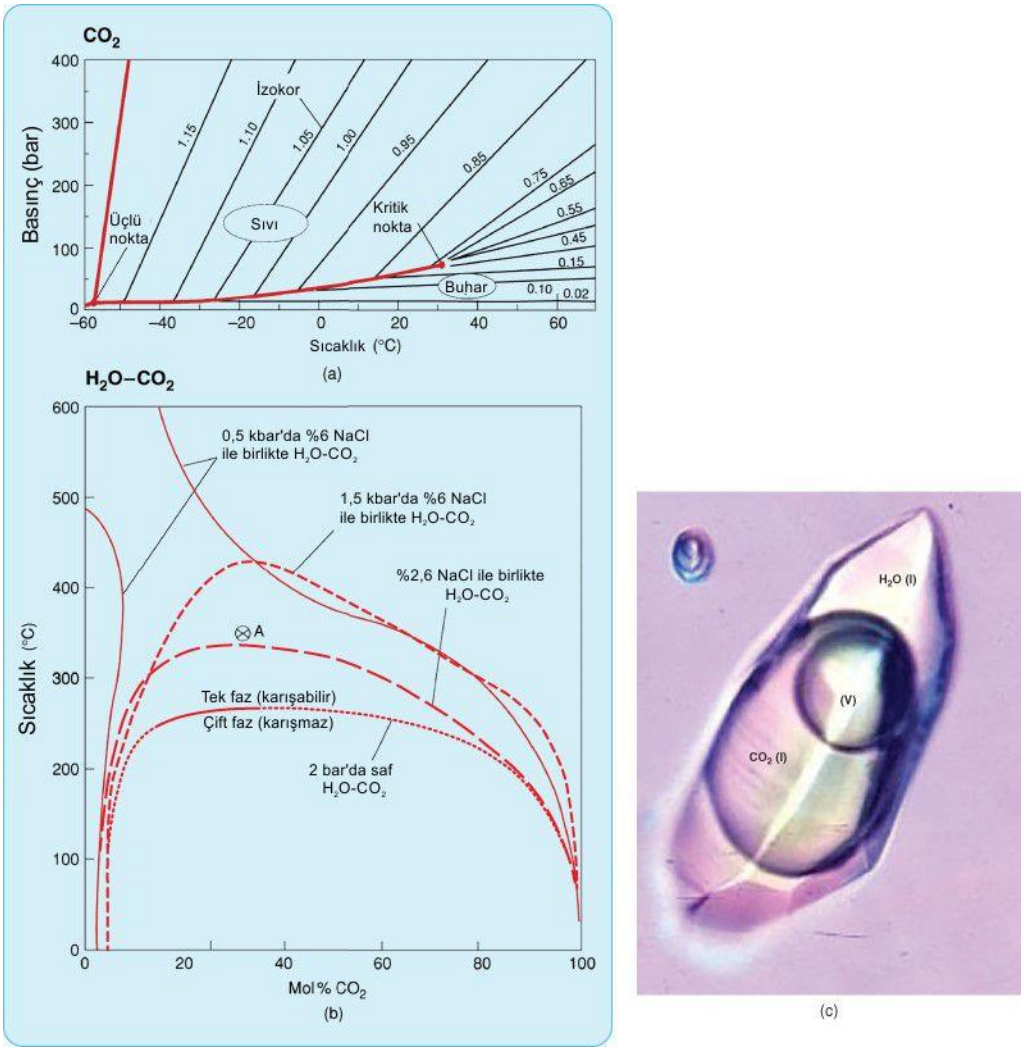
Karbondioksit şekil 3.4b'de gösterildiği gibi prograd metamorfizma sırasında karbonat kayaların devolatilizasyonuyla üretilir. Şekilde metamorfizma derecesinin artmasıyla özellikle CO_2 sıvı üretiminin arttığı gösterilmiştir (Ague, 2014). CO_2 hidrotermal çözeltilerde sudan sonra en bol bulunan bileşen olup, suya göre faz dengeleri aşağıda kısaca ele alınmıştır. Molekülleri suyunkinden büyük ve nonpolardır. Bu da düşük erime noktasını ve kritik noktaları açıklamaktadır (bkz. Bölüm 2). Anyonik olmayan türler hidrokarbonlar (özellikle CH_4) ve metal şelat kompleksleri dışında bir çözücü olarak önemsizdir.

Saf CO_2 için faz diyagramının bir kısmı şekil 3.5a'da sunulmuştur. Benzer bir H_2O diyagramı ile karşılaştırıldığında (Şekil 2.2c), daha düşük ergime (-56,6 °C) ve kritik (31,1 °C) noktalar özelliğine sahip olması dışında, suya oldukça benzer yoğunluklara ve faz geçiş özelliklerine sahip olduğu görülmektedir. Yüksek sıcaklıklarda H_2O ve CO_2 tamamen karışabilir ve bir bileşiğin diğerinde çözündüğü tek bir akışkan faz oluştururlar. Daha düşük sıcaklıklarda H_2O ve CO_2 karışmaz hale gelir (yağ ve su gibi) ve iki ayrı faz olarak bulunurlar (genellikle H_2O akışkanı ve CO_2 süper kritik akışkanı olarak). Bu ilişki şekil 3.5b'de sunulmuştur. Burada 2 kbar'da saf H_2O-CO_2 için solvus (yani tek fazlı karışımın karıştırılmasının nerede oluştuğunu tanımlayan eğri) yaklaşık 250 °C'de düzleşmektedir. İki akışkan bu sıcaklığın üzerinde tek bir karışabilir faz olarak gelişirler. Sıcaklık düştükçe tek fazlı akışkan oda sıcaklığında H_2O ve CO_2 neredeyse karışmaz hale gelene kadar devamlı surette ayrışır. Bu olay, ilgili solvuslar üzerinde tek fazlı H_2O-CO_2 karışımlarını hapseden sıvı kapanımlarında açıkça görülmektedir. Bu sıvı kapanımları bir laboratuvarda oda sıcaklığında görüntülendiğinde tipik olarak "çift kabarcık" olarak adlandırılırlar. Daha büyük olan "kabarcık" aslında kapanımın duvarlarını kaplayan sıvı H_2O içinde karışmayan CO_2 akışkanının bir küreciği iken, daha küçük iç "kabarcık" H_2O ve CO_2 buharının bir karışımını içerir (Şekil 3.5c). Kayalarda H_2O ve CO_2 içeren sıvı kapanımlarının yaygın olarak ortaya çıkması, özellikle daha derin kabukta akva-karbonik akışkanların her yerde bulunduğunu kanıtlamaktadır.

Metamorfik sular hem meteorik hem de havza sularına kıyasla genellikle oldukça farklı olan, ancak magmatik sularla bir dereceye kadar örtüşebilen nispeten yüksek $\delta^{18}O$ değerleri (+10 ila +30 permil) ile karakterize edilirler (Şekil 3.1b). Bunun nedenleri karmaşık olup, metamorfik protolitlerin değişken doğası ve bölgesel metamorfizma sırasında akışkan-kaya etkileşiminin yaygın etkileri ile ilgilidir (Taylor, 1997).

3.2.5 Karışık Kökenli Sular

Önceki açıklamalarda yerkabuğundaki farklı bireysel akışkan rezervuarlarının doğası ve özellikleri vurgulamış olsa da, doğada bu tür suların zamanla bütünlüklerini korumalarını beklemek mantıksızdır. Özellikle üst kabukta akışkanların karıştığı ve tek bir kaynak veya orijinden daha fazlasıyla etkili bir şekilde melez hale geldiği bilinmektedir. Cevher içeren hidrotermal akışkanlar karışımının bu tür çözeltilerden metallerin çökelmesinde önemli bir husus olabileceği açıktır. Örneğin, magmatik ve meteorik sular porfiri bakır ve epitermal Au-Ag cevheri oluşturan ortamlarla ilişkili volkanik ila subvolkanik kabuk seviyelerinde sıklıkla karışırlar. Aynı şekilde havza suları ve meteorik suların karışması hızla dolan kıtasal rift ortamlarında oluşan çökel havzalarını temsil ettiği bilinen bir süreçtir. Akışkan karışmasının ana etkisi, metallerin cevher oluşturan çözeltilerden çökelmesini teşvik etmektir. Bu konu aşağıda alt bölüm 3.5.1'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.



Şekil 3.5 (a) Basınç ve sıcaklığın bir fonksiyonu olarak akışkan yoğunluğundaki değişimleri (g/cm^3 cinsinden izokorları) gösteren CO_2 faz diyagramının bir kısmı. Diyagram daha düşük ergime ve kritik noktalar haricinde H_2O için olan diyagrama benzer (bkz. Şekil 2.2c). (b) H_2O - CO_2 sistemi için çeşitli solvus eğrileri. Solvus (yani P-T-X H_2O ve CO_2 karışmazlığının nerede olduğunu tanımlayan eğri) azalan basınçla ve karışım tuzluluğunun artmasıyla daha yüksek sıcaklıklara hareket eder (derlemeler Brown, 1998'den). (c) H_2O - CO_2 içeren bir sıvı kapanımının genel görünümünü içeren mikrofotograf. Bu akışkan kapanlanmadan önce karşılıklı olarak çözülebilen H_2O (kapanımın duvarlarını ıslatan dış sıvı) ve CO_2'nin homojen bir karışımı idi. Soğutulduğunda H_2O ve CO_2 (iç akışkan küreciği) karışmayan fraksiyonlara ayrılmıştır. İç CO_2 küreciği içinde bir buhar kabarcığı (v) oluşur (Fotoğraf izni: Christopher Heinrich).

3.3 Hidrotermal Akışkanların Yerkabuğundaki Hareketi

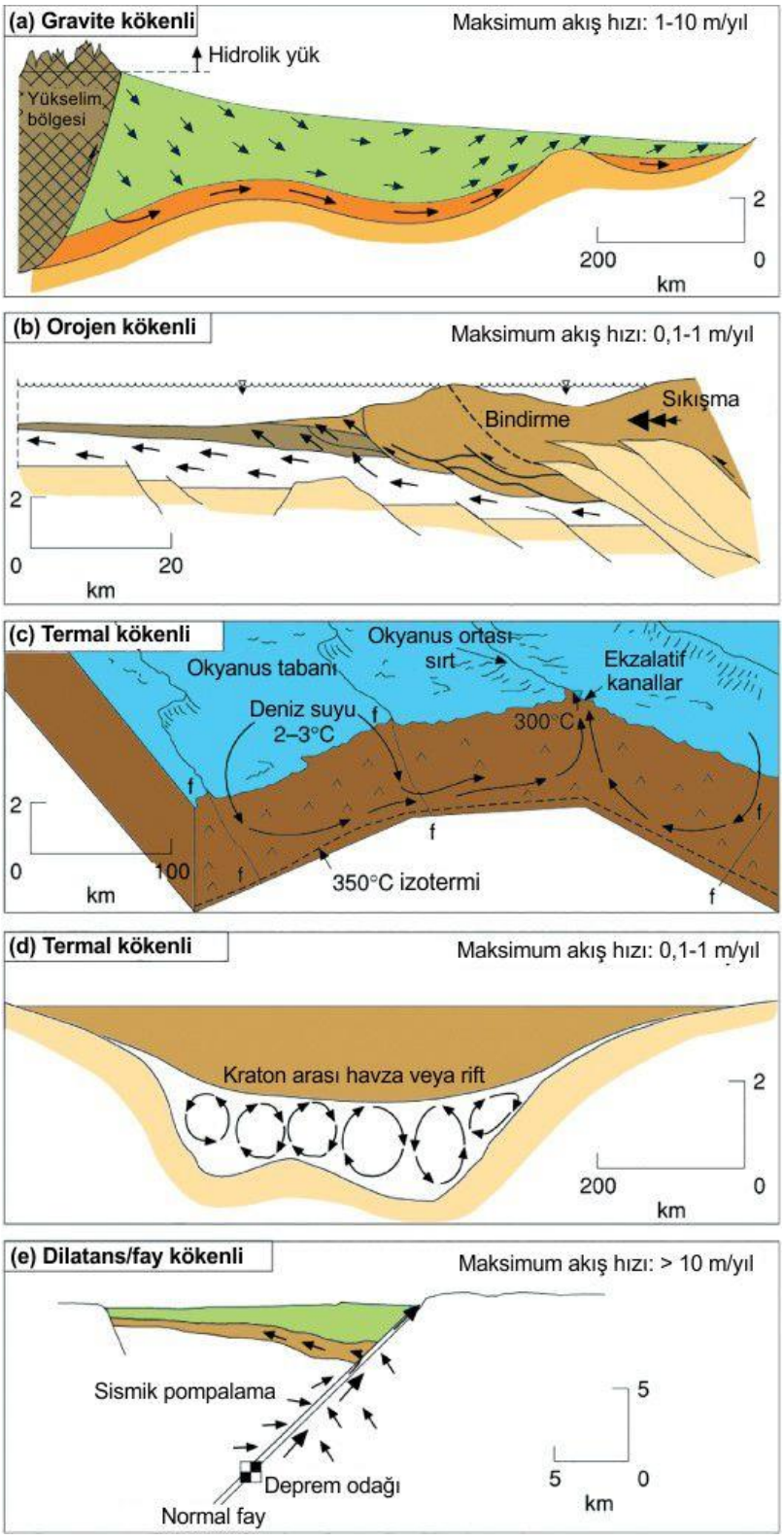
Hidrotermal akışkanların cevherleşme sürecinde etkili bir vasıta olabilmeleri için yerkabuğunda dolaşması gerekir. Bu durumun temel nedeni, hidrotermal maden yataklarını oluşturmak için gerekli metalleri çözmek ve taşımak üzere büyük hacimlerde kaya ile etkileşime girmeleri gerektiğidir. Bir cevher akışkanın akışı, çözünmüş bileşenlerin potansiyel bir cevher kütlesiyle uygun boyutlarda yerkabuğunun erişilebilir bir bölümünde yoğunlaşabilmesi için, sonunda daha toplanmış hale gelmelidir. Hidrotermal sıvı hareketinin incelenmesi, büyük ölçüde petrol ve gaz endüstrisi sayesinde ivme kazanmıştır. Bu sektörde hidrokarbon içeren tuzlu suların izlediği yolların anlaşılması hem arama hem de üretim aşamalarında özellikle önemlidir (bkz. Bölüm 5, Alt Bölüm 5.4). Hidrotermal metalik cevherleşmeler de son birkaç yılda yerkabuğundaki sıvı akışının daha iyi anlaşılmasına fayda sağlamıştır. Bu durum özellikle Arkeen yaşlı damar tipi altın (Lode tipi) cevherleri ve Mississippi Vadisi tipi (MVT) Pb-Zn yatakları (sırasıyla Kutu 3.2 ve 3.7'ye bakınız) açısından geçerlidir.

Bölüm 2'de magmatik sokulumlarla ilişkili hidrotermal akışkan hareketinin özellikleri ve akış süresi kısaca tartışılmıştır. Bu bölümde yerkabuğundaki hidrotermal sıvı akışı daha genel terimlerle ve ayrıca çeşitli ölçeklerde ele alınmıştır. Kabuktaki sıvı akışının hareketi ve odaklanması açısından deformasyonun ve bunun sonucu ortaya çıkan yapısal özelliklerin oynadığı rolü vurgulamaktadır. Bu özellikler metalik hidrotermal cevherlerin oluşumu ve yerleşimi açısından son derece önemli bir role sahiptir.

3.3.1 Akışkan Akışını Kabuk Ölçeğinde Etkileyen Faktörler

Kayaların yüksek oranda sıkıştırıldığı ve düşük iç geçirgenliklere sahip olduğu yerkabuğunun derin seviyelerinde büyük hacimlerde akışkanın nasıl hareket edebileceği sorusu, çeşitli disiplinlerde pek çok araştırmanın konusu olmuştur. Akışkan hareketi genel olarak yerkabuğundaki termal veya basınç gradyanına bir tepkidir. İkincisi, özellikle deforme olan kayalarda gerilme ve gerinimin değişmesine neden olan deformasyonla ilgilidir. Deformasyonun kabuk boyunca sıvı akışını kontrol etmede önemli bir rol oynadığı kabul edilmektedir (Sibson vd., 1975; Oliver, 1996). Bunun etkileri aşağıda alt bölüm 3.3.3'te ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Kabuk deformasyonu genellikle küresel tektonik süreçlerle ilişkilidir. Bu nedenle de hidrotermal cevherlerin oluşumu ile sıkı bir ilişkili içindedir (bkz. Bölüm 6).

Yerkabuğundaki akışkan hareketinin doğasını anlamakla ilgili olan bir başka soru da sıvı akışının yaygın mı yoksa kanallar boyunca mı olduğudur. Birincisi, akışkanların tanecik sınırları boyunca ve bir kayadaki mikro çatlaklar boyunca yaygın bir şekilde sızdığı "içsel geçirgenlik" ve diğeri de akışkanın ayrı bir akışkan kanal yolunun gelişmesine izin verecek şekilde yeterince birbirine bağlı olan, büyük süreksizlikler (mesela kırıklar, makaslama zonları, tabakalanma düzlemleri vb.) boyunca aktığı "hidrolik geçirgenlik" olmak üzere iki senaryo tanımlanabilir (Oliver, 1996; Ague, 2014). Gözenekli kayalarda kabuktaki nispeten sığ seviyelerde yaygın sıvı akışı gerçekleşebilir. Bu durum konvektif akışkan hareketinin oluşmasına olanak tanır. Şekil 3.6'da kabuk ölçeğindeki çeşitli tektonik koşulları ve bunlarla ilişkili ana akış vektörlerinin özellikleri ve dağılımı görülmektedir. Kabuğun nispeten sığ seviyelerinde (örneğin gözenekli bir akifer boyunca) yaygın sıvı akışı genellikle yükselmiş topografyanın oluşturduğu yerçekimi ile çalışan bir hidrolik yüke tepki olarak meydana gelir (Şekil 3.6a). Bunun kıta bölgelerindeki baskın yeraltı suyu akış türü olduğu düşünülmektedir; akiferin geçirgenliğine bağlı olarak 1 ile 10 m/yıl arasında akış hızları gelişebilir (Garven ve Raffensperger, 1997). Benzer bir uzun menzilli akışkan hareketi tarzının akışkanı bir kaya paketinden kanal yollarına veya diğerinde



Şekil 3.6 Yerkabuğundaki büyük akışkan hareketlerinin meydana geldiği mekanizmaları gösteren çeşitli tektonik senaryolar. (a) Yükselim alanında hidrostatik bir yük oluşumuna tepki olarak yerçekimi kaynaklı sıvı akışı. (b) Kıvrım ve bindirme kuşağındaki kaya sıkışmasına tepki olarak orojen kaynaklı sıvı akışı. (c) Okyanus ortası sırtlardaki yüksek ısı akışına tepki olarak okyanus kabuğunda termal kaynaklı sıvı akışı. (d) Bir havza veya rift içinde geçirgen bir birimdeki termal kaynaklı akışkan hareketi. (e) Sismik pompalama ve fay valfi mekanizmalarıyla sismik açıdan aktif büyük yapısal özellikler boyunca genişleme veya fay kaynaklı sıvı akışı (Garven ve Raffensperger, 1997'den değiştirilerek alınmıştır).

yüksek geçirgenliğe sahip akiferlere etkili bir şekilde sıkıştıran orojenik sıkıştırma (bindirmeler?) dönemleriyle ilişkili olduğu bilinmektedir (Şekil 3.6b). Orojene bağlı akışkanlar ABD'nin güneydoğusundaki önemli MVT Pb-Zn cevher bölgesinin oluşumunda rol oynamıştır (bkz. Kutu 3.7).

Okyanus kabuğundaki akışkanların okyanus ortası sırtlarını karakterize eden yüksek ısı akışı nedeniyle oluşan termal gradyanlara tepki olarak aktığı düşünülmektedir (Şekil 3.6c). Deniz suyu faylar boyunca kabuğa doğru itilir ve esasen kanalize edilmiş olmasına rağmen büyük ölçüde konveksiyona tepki olarak akar; maksimum ısı akışı bölgelerine yakın yerlerde yeniden ortaya çıkar. Bölüm 2'de bahsedildiği gibi, yüksek seviyeli magmatik intrüzyonların yakınında termal kaynaklı konvektif akışkan hareketi meydana gelebilir. Ayrıca, yüksek ısı akışı veya sıvı yoğunluğu gradyanlarının konvektif akışla sonuçlandığı derin kraton içi rift havzalarında da sadece geçirgenliklerin yeterince yüksek olduğu akiferlerde meydana gelebilir (Şekil 3.6d).

Kabuk ölçeğinde büyük ölçekli akışkan hareketi faylanma ve sismik kırılmaya eşlik eden bir kaya kütlesinin genişlemesi (yani hacim değişikliği) ile ilişkili olarak da meydana gelebilir (Şekil 3.6e). Orojen kaynaklı akışkanlar kısmen bu süreçle ilişkili olsa da daha tipik olarak genişleme, faylanma ve makaslanmaya eşlik ederler. Bu özel süreç, aşağıda alt bölüm 3.3.3'te ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Kabuk ölçekli akışkan hareketini ve bununla ilişkili akışkanlar tarafından kütle taşınmasını etkileyen parametrelerin ayrıntılı bir açıklaması Ague (2014)'te verilmiştir.

3.3.2 Hidrostatiğe Karşı Litostatik Basınç Gradyanlarına İlişkin Bir Not

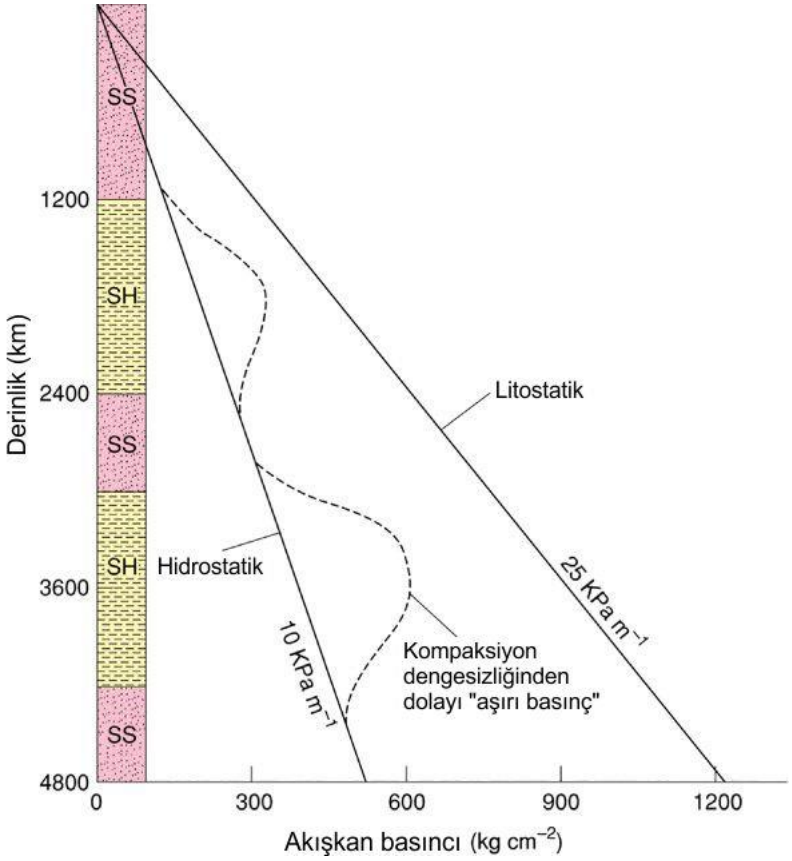
Daha önce bahsedildiği gibi, akışkan geçiş yollarını kontrol eden ana faktörlerden biri, konak kayadaki basınç farklılıklarının varlığıdır. Tamamen kuru bir kayada herhangi bir derinlikteki basınç, o noktanın üzerindeki kaya kütlesinin ağırlığı ile etkin bir şekilde sağlanır ve *litostatik basınç* olarak bilinir. Şekil 3.7'de litostatik basınç gradyanı 25 kPa/m eğim çizgisiyle gösterilmekte ve bu aralıktaki kaya dizisinin ortalama yoğunluğunu (yani yaklaşık 2,5 g/cm^3) yansıtmaktadır. Bir litostatik derinlik profili boyunca herhangi bir noktadaki kaya gerilmesinin (yani birim alan başına kuvvetin) dağılımı yönelim ile değişecek ve dikey olarak maksimum, yatay olarak minimum olacaktır. Buna karşılık, okyanus tabanında bulunan bir kaya üzerindeki basınç, kayaya göre daha düşük su yoğunluğunu (1,0 g/cm^3) yansıtan, eğimi yaklaşık 10 kPa/m olan bir *hidrostatik basınç* gradyanı (Şekil 3.7) tarafından belirlenecektir. Hidrostatik basınç altında gerilmeler her yöne eşit olarak dağıtılır ve bu da suya batırılmış nesnelerin görece "ağırlıksızlığını" açıklar.

Okyanus tabanında üstündeki okyanus suyu sütunu ile doğrudan temas halinde olan ve bol gözenek suyu içeren pekleşmemiş çökeller hidrostatik gradyan boyunca basınca maruz kalır. Çökeller gömüldükçe ve sıkıştırma ilerledikçe su uzaklaştırılır. Bununla birlikte, gözenek suyu birbirine bağlı kalırsa, o kayaya uygulanan yük yine su tarafından karşılanır ve basınçlar kısmen hidrostatik ve kısmen de litostatik bileşenlerden oluşan, iki gradyan arasındaki değerlerde olur. Çökelden gözenek akışkanının drenajı iyi olduğunda (sıkıştırma dengesi olarak bilinen bir durum) bu kayanın aşamalı olarak gömülmesine ve taşlaşmasına eşlik eder. Bununla birlikte, düşük geçirgenlik nedeniyle suyun uzaklaştırılması engellenirse, sıkıştırma da aynı şekilde geciktirilir (ve gözeneklilik daha yüksek bir değerde korunur) ve basınçlar hidrostatiğin üzerindeki değerlere yükselerek "aşırı basınç" olarak bilinen durum ortaya çıkar. İnce ve iri taneli çökeller gömülme sırasında gözenek sularını farklı oranlarda dışarı atacak ve bu nedenle farklı basınç gradyanları boyunca sıkışacaktır. Akışkan basınçları kumtaşı gibi iyi drene edilmiş kayalara göre şeyl gibi daha az geçirgen kaya birimlerinde

genellikle önemli ölçüde daha yüksek olacaktır. Şekil 3.7'de bu etki kumtaşı ve şeyl ardalanması üzerinden gösterilmiş; sıkışan şeyl tabakalarında meydana gelen aşırı basınçlar kompaksiyon dengesini ve hidrostatik basıncı koruyan kumtaşlarına göre grafikte sunulmuştur. Ancak sonunda, normal kabuk profillerinde derinlik arttıkça gözenek akışkan basınçları hidrostatikten litostatiğe (yani akışkan basıncı kaya basıncına eşit olduğu duruma) yükselir ve bu durum kayaların özelliklerine bağlı olarak genellikle 2 ila 5 km derinlikte meydana gelir. Yerkabuğundaki hidrostatik ve litostatik basınç gradyanlarının özellikleri ve bu uç senaryolardan sapmalar, tüm kaya türlerinde sıvı akışının doğasını anlamak için oldukça önemlidirler.

3.3.3 Deformasyon ve Hidrotermal Akışkan Akışı

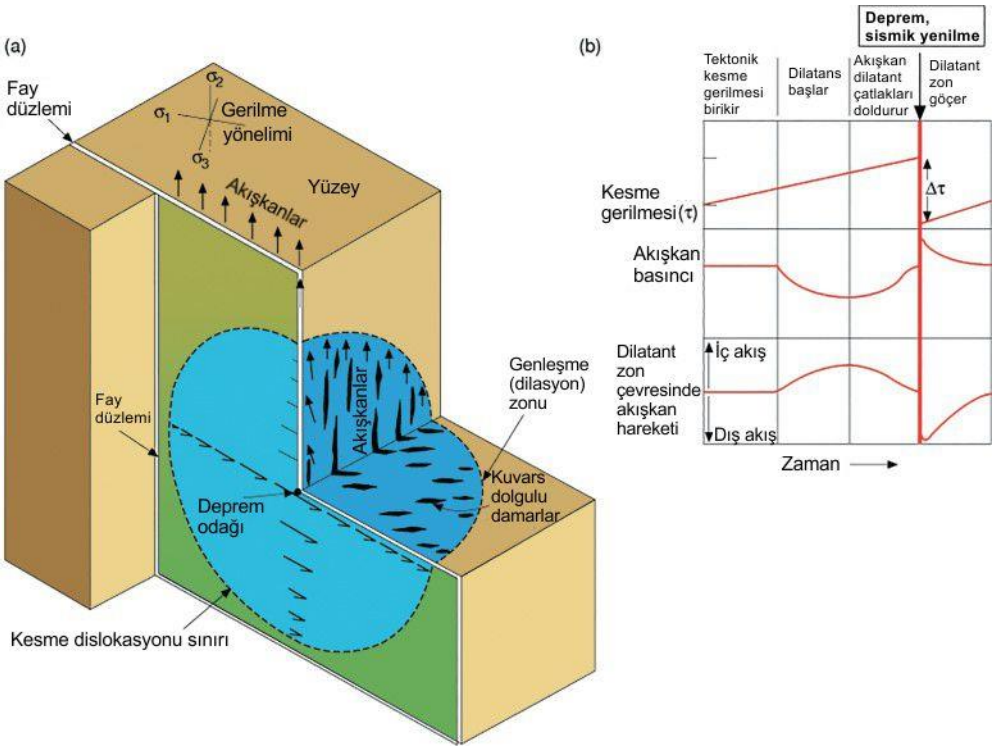
Yerkabuğunun derin seviyelerinde kaya gözenekliliği azalır ve bu nedenle kaya içinde bulunan akışkan miktarı da azalır. Akışkanların bir kayanın içinde yaygın bir şekilde hareket etmesi daha zor hale gelir ve bu koşullar altında akışkan göçü, sadece deformasyon sırasında oluşan yapısal süreksizliklerle temsil edilen kanallar boyunca gerçekleşir. Kabuğun daha derin seviyelerinde meydana gelen ve maden yataklarının oluşumuyla ilgili olan akışkan hareketinin çoğu, sonuç olarak cevherleşme için odak noktaları haline gelebilecek fayların içinde yer alır. Fay yerdeğiştirmeleri çoğu zaman



Şekil 3.7
Hidrostatik ve litostatik basınç gradyanları arasındaki farkı göstermek için akışkan basıncına karşı derinlik grafiği. Şeyl türü kayaların sıkışması sırasında gözenek suyunun verimli bir şekilde gözeneklerden atılmasından dolayı, kesikli çizgi düşük geçirgenlikli şeyl horizonlarında [sol taraftaki sütundaki kumtaşı (SS) katmanlarına göre SH olarak gösterilmiştir] hidrostatik basınçta (yani aşırı basınçta) olabilecek fazlalıkları gösterir (Hunt, 1979'dan).

kabuğun üst 15 km'sinde (sismojenik rejim) deprem olaylarını tetikleyen hızlı hareket artışlarıyla gerçekleştirilir (Sibson, 1994). Deprem olayları fay yayılımı ve sıvı akışı arasındaki ilişkiler sadece cevher oluşumuyla değil, hidroloji ve deprem tahminiyle de ilgili olan önemli bir çalışma alanı haline gelmiştir. Örneğin, sismik olayların kuyuların aniden kurumasından faylara bitişik nehirlerin akışındaki önemli artışlara kadar geniş bir yelpazede hidrolojik olayları tetiklediği iyi bilinmektedir (Muir Wood, 1994). Sibson ve meslektaşlarının çalışmaları (Sibson, 1986, 1987; Sibson vd., 1975, 1988) özellikle hidrotermal maden yataklarının oluşumunda fay kaynaklı sıvı akışının (Şekil 3.6e) önemini vurgulamıştır. Bu durum aşağıda daha ayrıntılı olarak tartışılmıştır.

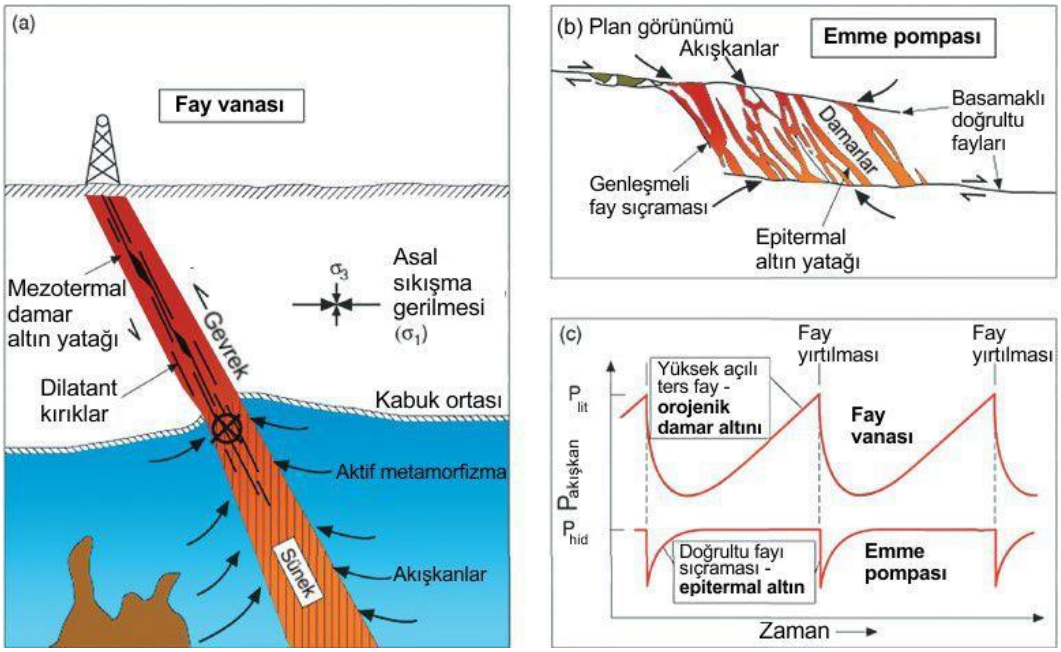
Sismik pompalama terimi yırtılan, sismik olarak aktif bir fay sisteminde ve çevresindeki gerilme değişimlerinin döngüselliğinin yerel akışkan basınçlarını etkileyeceği ve fay boyunca akışkan hareketini destekleyeceği öngörülen teorik bir modeli tanımlamak üzere ilk olarak Sibson vd. (1975) tarafından ortaya atılmıştır (Şekil 3.8a). Bir sismik olaydan önce bir fayın karşılıklı yüzeyleri arasındaki sürtünme kırılmayı engeller ve bu da bitişik kaya genişlemeye uğrayacak şekilde kesme gerilmesini arttırır (Şekil 3.8a, b). Fay etrafındaki kayada gelişen genleşmeli (dilatant) gerinim çatlakların oluşmasına ve bu



Şekil 3.8 Sismik olarak aktif bir fay bölgesi boyunca dönemsel sıvı akışını açıklayan model. (a) Fay kaynaklı sismik pompalama sisteminin geometrisini gösteren blok diyagram. (b) Bir sismik olaydan önce ve sonra zamanla tektonik kesme gerilmesi ve akışkan basıncındaki değişikliklerin ve genleşme bölgesi etrafında buna eşlik eden akışkan akış yönünün açıklaması. Sismik yenilme olayı meydana geldiğinde ve çatlaklar kapandığında dilatans bölgesinden maksimum akışkan çıkışı gerçekleşir (Sibson vd., 1975'ten).

çatlaklarda sıvı akışına neden olur. Sonuç olarak, bu modelde biriken akışkan basınçlarının fayın yenilmesiyle düşeceği tahmin edilmektedir. Bununla birlikte, fayın harekete geçerek bir depremin meydana geldiği durumda kesme gerilmesi önemli ölçüde düşer (Şekil 3.8b'de $\Delta\tau$) fakat akışkan basıncı artar; bu da fay boyunca akışkanların yukarı doğru itilmesine neden olur. Sürtünme kuvvetleri yeniden devreye girdiğinde ve kesme gerilmeleri tekrar arttığında tüm döngü kendini tekrar eder ve kabukta fayla ilişkili kanallar boyunca dönemsel sıvı akışına neden olur. Sismik pompalama modeli fayların etrafındaki kayaların gerilme ve gerinim durumundaki döngüsel değişimlerle ilgili olarak akışkanları kabuk boyunca hareket ettirmek üzere bir açıklama ve bir mekanizma sağlar.

Gerçekte hidrotermal çözeltilerin yerkabuğu boyunca kanallarda hareketini kontrol eden faktörler Sibson vd. (1975) modelinde belirtilen mekanizmalardan daha karmaşıktır. Ayrıca, fayların çevresindeki kayalarda çatlak yayılmasını destekleyecek pek az veya hiç kanıt bulunmaması da modelin zayıf noktalarından biridir (Sibson, 1994). Yine de fayların içindeki ve etrafındaki kayalarda gerilme/gerinim döngüsünün kabuk akışkan hareketinin önemli bir kontrol mekanizması olduğu açıktır. Bu tür süreçlerin, örneğin orta kabuktaki mezotermal veya orojenik altın yataklarının oluşumundaki önemi Sibson vd. (1988) tarafından



Şekil 3.9 Hidrotermal akışkan hareketinin doğasını açıklayan modeller. (a) Kaliforniya'daki Ana Lode ve birçok Arkeen yeşiltaş kuşağında olduğu gibi yatay bir sıkıştırma gerilme rejimindeki yüksek açılı ters faylarda mezotermal damarlı altın yataklarının oluşumuna uygulanabilir olduğu düşünülen model. (b) Genişlemeli gerilmeler ile ilişkili ve bazı sığ seviyeli epitermal altın yatakları için geçerli olduğu düşünülen kademeli doğrultu atımlı fay dizileri modeli. (c) Fay vanası modeli için öngörülen döngüsel dalgalanmaları (yüksek açılı ters fayla ilişkili mezotermal damarlı altın yataklarına uygulanabilir) ve emme pompası modelini (doğrultu atımla ilgili fay hareketleri ve sığ seviye epitermal altın cevherleşmesine uygulanabilir) gösteren akışkan basıncı - zaman grafiği [diyagramlar Sibson, (1987) ve Sibson vd., 1988'den].

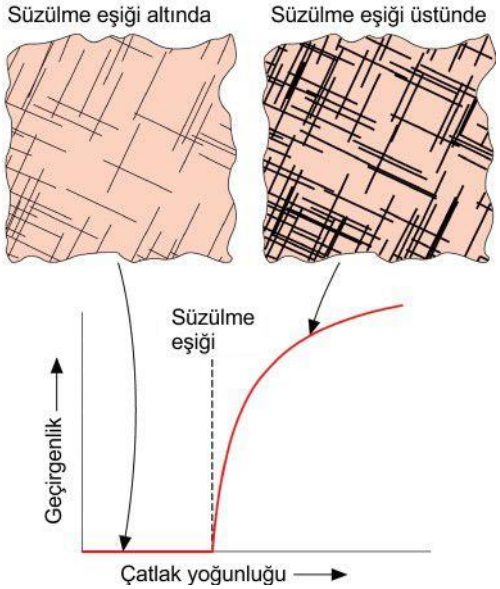
gösterilmiştir. Bu tür yataklar (bkz. Kutu 3.2) genellikle yüksek açılı (yani, dikeye yakın) ters faylar içinde bulunur (Şekil 3.9a). Yerkabuğundaki sıkışma gerilmeleri genellikle düşük eğimli (yatay maksimum asal sıkıştırmaya 25°-30°) bindirme fayları oluşturduğundan dolayı bu tür faylar bir muammadır. Teori, yatay bir sıkışma gerilmesi rejiminde yüksek açılı fayların yeniden aktivasyonunun sadece yerel akışkan basıncı litostatik yüke ulaştığında veya kısa bir süre aştığında meydana gelebileceğini öne sürmektedir. Sibson vd. (1988) tarafından önerilen sonraki model mezotermal maden-altın cevherleşme alanlarının, kaya kırılmasının litostatik akışkan basınçlarının elde edilmesinden kaynaklandığı yapılarda bulunduğunu öngörmektedir. Şekil 3.9c sismik olarak aktif bir faydaki akışkan basıncının litostatik yüke yaklaşan seviyelere nasıl yükseldiğini göstermektedir; çünkü üst kabuk alttaki sıvıya geçirgen olmayan bir tavan görevi görür. Fay yırtılması, akışkan basınçlarının litostatik eşdeğerine ulaşması ve sismik olaya genişleme ve fay boyunca yukarıya doğru kırılma geçirgenliğinin gelişmesi eşlik ettiğinde meydana gelir (Sibson vd., 1988). Fay yenildiğinde ve kesme gerilmeleri önemli ölçüde azaldığında akışkanlar da fayın oluşturduğu açık alana boşaltılır. Açık alan oluşumundan kaynaklanan akışkan basıncındaki dramatik düşüş (hidrostatik değerlere doğru) hidrotermal çözelti içindeki çözünmüş bileşenlerin çökelmesini destekleyerek fayın kendini yeniden kapatmasına neden olabilir. Bu gerçekleştiğinde akışkan basınçlarının tekrar artması muhtemeldir. Bu çatlak kapatma mekanizması artık “fay vanası modeli” olarak bilinmekte ve mezotermal altın yataklarının birçok özelliğini açıklıyor görünmektedir (Şekil 3.9a, c).

Üst kabuktaki genişlemeli gerilmeler ile ilişkili doğrultu atımlı faylanma ile ilgili olarak biraz farklı bir akışkan hareketi mekanizması öngörülmüştür. Genleşmeli fay hareketleri genellikle bir kırılma düzleminin sonu ile diğerinin başlangıcı arasında genişlemeli kademeli fay dizilerinde bulunur (Şekil 3.9b). Bu tür alanlar özellikle yüksek kabuk seviyelerinde epitermal altın cevherleşmesi için uygundur (Sibson, 1987). Fay hareketleri tipik olarak bir kuvars damar ağı olarak korunan genişlemeli çatlakların gelişmesiyle karakterize edilir. Fay hareketiyle ilişkili kuvars damar dizileri de cevherleşebilir. Bunun bir örneği, Yeni Zelanda'daki Coromandel Yarımadası'nın Martha Tepesi (veya Waihi) altın yatağıdır (Brathwaite ve Faure, 2002). Fay hareketinde genişleme çatlaklarının gelişimi fay izi boyunca sismik aktivite sırasında fay atımının bir kademeli fay segmentinden diğerine aktarılmasından kaynaklanmaktadır. Yüksek kabuk seviyelerinde boşluğun açılması ve akışkanın bu boşluklara boşalması, yüzeyin en az 2-3 km yakınında aynı zamanda akışkanın kaynama ile birlikte olabileceği hızlı bir akışkan basıncı düşüşüne (Şekil 3.9c) neden olur. Kaynama ile açığa çıkan mekanik enerji daha fazla akışkan sirkülasyonu ve mineral çökelmesi ile daha fazla hidrolik çatlama ve breşleşmeye neden olabilir. Bu özel süreç "*emme pompası modeli*" (Sibson, 1987) olarak adlandırılır ve sığ kabuk derinliklerinde doğrultu atımlı fay sistemlerine ve epitermal akışkan hareketine uygulanabilir gibi görünmektedir (Şekil 3.9b ve c).

Hiç şüphe yok ki, yerkabuğundaki büyük fay sistemleri boyunca deformasyon kontrollü akışkan hareketinin, önemli bir kabuk derinliği aralığında hidrotermal maden yataklarının oluşumu için büyük önemi vardır. Bu durum birçok hidrotermal cevherleşmenin yapısal süreksizlikler içinde bulunması ve ayrıca maden jeologlarının maden yatakları arayışlarında sıklıkla yapısal özellikleri hedeflemeleri gerçeğiyle doğrulanmaktadır.

3.3.4 Akışkan Akışını ve Mineral Çökmesini Etkileyen Diğer Faktörler

Önceki tartışmalar, uzunlukları onlarca ila yüzlerce kilometre olan faylar gibi büyük ölçekli yapılar içindeki akışkan hareketine



Şekil 3.10 Bir akışkanın küçük ölçekte bir kayanın içinden akma yeteneği kırıklarla ilişkili geçirgenliğin gelişmesine bağlıdır. Bağlantı ve kırık yoğunluğunun bir fonksiyonu olan süzülme eşiğine, bir kırık kümesi diğerine bağlanabildiğinde ulaşılır. Böylece kırık bağlantısı söz konusu tüm kaya kütlesini kapsayabilir (Odling, 1997).

yoğunlaşmış olup, kütle hareketinin bu yapılar veya süreksizlikler içindeki büyük ölçekli sıvı taşınımı ile ilişkili olduğu konusuna odaklanmıştır. Bu alt bölümde orta ölçekte (ayrı kuvars damarları olarak) veya mikro ölçekte (bireysel minerallerde sıvı kapanım izleri olarak) olmak üzere daha küçük ölçekli akışkan göçü ele alınmıştır. Bu ölçeklerde bir kaya içindeki etkili sıvı akışı hidrolik iletkenlik veya sıvıların akabileceği çatlakların birbirine ne ölçüde bağlı olduğu ile belirlenir (Odling, 1997; Cox vd., 2001). Çok az kırık veya çatlak içeren ve gözenekliliğin düşük olduğu bir kayada geçirgenlik etkin bir şekilde sıfır olabilir ve kayadan çok az veya hiç akışkan akmayabilir (Şekil 3.10). Kırık yoğunluğu arttıkça iki kırığın birbirine bağlanma olasılığı da artar. Sonunda, geçirgenliğin aniden belirgin bir şekilde arttığı ve belirli bir kaya hacmi boyunca akışkan hareketinin mümkün olduğu, *süzülme eşiği* olarak adlandırılan bir noktaya ulaşılır (Şekil 3.10; Odling, 1997). Bir kaya kütlesinde herhangi bir ölçekte bir süzülme eşiğinin elde edilmesi, etkili akışkan dolaşımının gerçekleşmesi için gereklidir.

3.3.4.1 Bir Kayadan Bir Akışkanın Geçmiş Olması Nasıl Anlaşılır?

Bir akışkanın bir kaya kütlesi içinden geçtiğine dair kanıtlar, ya alterasyon (bkz. aşağıda Alt Bölüm 3.6) ya da genel olarak kuvars veya karbonat fazıyla (yani kalsit, dolomit, siderit, vb.) ve daha az yaygın diğer gang ve cevher mineralleri ile dolu damarların varlığıyla sağlanır. Damarlar bir çatlaktan geçerken sıcak sulu çözeltilerden çökelmiş minerallerin birleşimiyle oluşur; böylece kayada akışkan kanalı etkin bir şekilde fosilleşir ve korunur. Kırık dolgusu iki şekilde gelişir (Bjørlykke, 1994; Ague, 2014):

1) Çevreden katıların difüzyonu ve bir çatlak veya açık alan (yani bir kovuk) içinde esasen kapalı bir sistemde çökelmesiyle: Kuvars gibi bir mineral daha düşük basınç ve sıcaklıklarda sulu çözelti içinde daha düşük bir çözünürlüğe sahip olduğundan (bkz. Bölüm 2, Alt Bölüm 2.4.1), daha yüksek basınçlı litostatik yükler taşıyan çatlak duvarlarına kıyasla açık alan hidrostatik basınç gradyanları altında mevcut olabildiği için, bir çatlakta çökelmesi muhtemeldir.
2) Bir çatlakta akan akışkanlardan minerallerin çökelmesiyle esasen akışkanın ve çözünen maddenin uzak bir kaynaktan getirildiği açık bir sistem: Mineraller sıcaklık azalması, kaya alterasyonu, çözünürlük azalması ve kaynama gibi birçok farklı sürecin bir fonksiyonu olarak açık alanda çökelecektir (aşağıda Alt Bölüm 3.5.1'e bakınız).

Bir hidrotermal çözeltiden minerallerin çökelmesini kontrol eden faktörler çeşitli ve karmaşık olup, bu konu aşağıda alt bölümler 3.4 ve 3.5'te cevher oluşturan bileşenlerle ilgili olarak ayrıntılı şekilde ele alınmıştır. Mineraller ayrıca gözenekli bir kaya kütlesi boyunca yaygın olarak akan akışkanlardan çökelir ve bu, çökellerin bir araya geldiği ve taşlaştığı

diyajenezden sorumlu mekanizmadır. Gözenek akışkanı ve ana kaya arasında bir denge varsayıldığında, bir kaya kütlesinde dolaşan akışkandan çökelen mineral miktarı aşağıdaki ilişkiden hesaplanabilir (Bjørlykke, 1994):

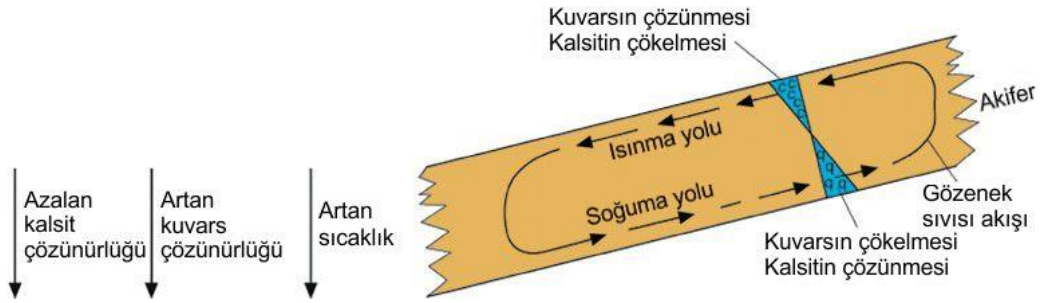
$$V_m = Ft \sin\beta \, (dT/dZ) \, \alpha_T / \rho \qquad (3.1)$$

Burada V_m: Çökelen mineralin hacmi, F: sıvı akışı, t: zaman (saniye), β: kayadaki akış yönü ile izotermler arasındaki açı, dT/dZ jeotermal gradyan, α_T: çözünürlüğü sıcaklık cinsinden yansıtan bir fonksiyon ve ρ: çökelen mineralin yoğunluğudur.

Mineral çökelmesinin ve mineral çözünmesinin şematik bir gösterimi şekil 3.11'de sunulmuştur. Burada gözenek akışkanının gözenekli bir kumtaşı boyunca serbestçe aktığı kabul edilmektedir. Negatif bir sıcaklık gradyanı boyunca kuvarsın çözünürlüğü azaldığından, bir soğuma yolu boyunca çökelecek, ancak bir ısınma yolu boyunca çözünecektir. Böyle bir durumda çökelen kuvars hacimleri yukarıdaki (3.1) eşitliğinden hesaplanabilir. Tersine, kalsit gibi bir mineral retrograd çözünürlük sergiler (çözünürlüğü, artan sıcaklığın bir fonksiyonu olarak azalır) ve bu nedenle, kuvars çökelme bölgelerinde çözünme eğiliminde olarak kuvarsın tersi yönde davranır ve bunun tersi de geçerlidir (Şekil 3.11). Bir kumtaşı akiferindeki farklı mineral çökelimleri bu nedenle akışkan hareketinin özellikleri ve hidrolojisi hakkında bilgi sağlayabilir. Bu tür bir ortam için hesaplamalar, küçük hacimli kuvars veya kalsitin çökeliminin bile büyük sıvı akışları gerektirdiğini göstertir. Böylece kütle aktarımı sadece çökeller yüksek geçirgenliğe sahip iken veya akışkan akışları çok odaklandığında etkili olur (Bjørlykke, 1994). Soğuma önemli olmasına rağmen, dolaşımdaki akışkanlardan minerallerin çökelmesi sadece sıcaklığa bağlı değildir; diğer birçok faktör hidrotermal çözeltilerden cevher bileşenlerinin oluşumunu denetler (bkz. Aşağıda Alt Bölüm 3.5).

3.4 Metal Çözünürlüğünü Etkileyen Diğer Faktörler

Çözünürlük "bir hidrotermal akışkanının taşıyabileceği çözünmüş metal miktarının üst sınırı" olarak tanımlanır (Wood ve Samson, 1998). Sulu bir hidrotermal çözelti içindeki oksit, sülfit ve silikat minerallerinin çoğunun çözünürlüğü sıcaklıkla artar (prograd çözünürlük). Birçok karbonat ve sülfat minerali için bunun tersi geçerlidir (retrograd çözünürlük). Ancak, çözünürlük davranışı karmaşıktır. Örneğin kuvars saf suda yaklaşık 370 °C'ye kadar prograd çözünürlük, daha yüksek sıcaklıklarda retrograd çözünürlük ve herhangi bir sıcaklıkta basınçla çözünürlükte bir artış sergiler (Seward vd., 2014). Pek çok mineralin prograd ve retrograd çözünürlük davranışı çözeltideki ligandların türü ve derişiminin bir fonksiyonu olarak da değişir.



Şekil 3.11 Gözenekli bir kumtaşı içinde dolaşan konveksiyonlu bir gözenek akışkanı ve mineral çökelmesi ve çözünmesini gösteren şematik diyagram. Bu modelde kuvars çözünürlüğünün azaldığı, ancak akışkan sıcaklıkları düştükçe kalsit çözünürlüğünün arttığı varsayılmıştır (Byørlykke, 1994'den).

Bölüm 2'de hidrotermal sulu çözeltilerde metal çözünürlüğü kavramı tanıtılmış ve Pb, Zn, Mn ve Fe gibi metallerin çözünürlüğünün akışkanın klorür iyonunun (Cl^-) derişimi üssel bir fonksiyonu olarak değiştiğini ifade eden Holland (1972)'ın deneylerinden bahsedilmişti. Bu çalışmada metallerin yerkabuğundaki hidrotermal akışkanlar tarafından verimli bir şekilde taşınmasının, ancak sulu çözeltilerin metallerin bağlanabileceği diğer çözünmüş bileşenleri içermesi ve böylece daha yüksek metal çözünürlüğünü teşvik etmesi durumunda sağlanabileceği vurgulanmıştır. Örneğin, galen (PbS) mineralinin saf suda yüksek sıcaklıklarda bile çözünürlüğü son derece düşüktür. Wood ve Samson (1998) sulu bir çözelti içinde (10^{-3} m H_2S ile ve 200 °C'de galenitle dengede) çözülebilecek Pb miktarının 47,4 ppb gibi önemsiz bir değerde olacağını hesaplamışlardır. Bununla birlikte, bu çözeltiye ağırlıkça %5,5 NaCl ilave edilmesi durumunda aynı sıcaklıkta Pb'nin çözünürlüğü önemli ölçüde artarak 1038 ppm'ye yükselecektir.

Cl^-'e ek olarak başka birçok ligand (elektron vericiler veya yalnız valans elektron çiftlerine sahip elektronegatif iyonlar) metallerin çözelti içindeki çözünürlüğünü etkileyecektir. Ligand sulu cevher oluşturan çözeltilerde metallerin çözünürlüğünü genel olarak arttıran bir kimyasal bağ oluşturarak bir metalik iyon ile birleşir.

Hidrotermal akışkanlarda metallerin çözeltiye geçişi Lewis asit ve bazları kavramına göre değerlendirilebilir. Bu son kavramda asitlerin ve bazların basit tanımları (yani sırayla H^+ iyonlarına katkıda bulunabilen veya bir çözeltiden H^+ iyonlarını alabilen maddeler), H^+ iyonlarının bulunmadığı durumlara da genişletilmiştir. Bu kavram jeolojik durumlarla alakalı özel bir kavramdır (Gill, 1996). Bir Lewis asidi sadece bir çift valans elektronunu kabul edebilen bir atom veya molekül olarak tanımlanırken, bir Lewis bazı bir bağa bir elektron çiftini bağışlayabilir. "Sert" Lewis asitleri (yüksek yüklü ve/veya küçük atom yarıçaplı) oksijen (O^{-2}) gibi kuvvetli elektronegatif elementlerle iyonik bağlar oluşturan alkali ve alkali toprak metalleri (ör. Na^+, K^+, Mg^{+2}, Ca^{+2}) gibi güçlü elektropozitif metallerdir. "Yumuşak" Lewis asitleri dış kabuklarında kolayca erişilebilen çok sayıda elektrona sahip olup, yumuşak bazlarla kovalent bağlar oluşturmayı tercih ederler. Yumuşak asitler S^{-2} gibi düşük elektronegatifliğe sahip ligandlarla kovalent bağlar oluşturma eğiliminde olan kalkofil metaller (yani Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Cd gibi kükürt ile afiniteye sahip olanlar) ile bilinir. Rekabetçi bir durumda sert metallerin (asitler veya elektron alıcıları) sert ligandlarla (bazlar veya elektron vericilerle) ve yumuşak metallerin yumuşak ligandlarla kompleks olma eğiliminde olacağını belirten ilke, genellikle *Pearson İlkesi* olarak adlandırılır ve metallerin hidrotermal çözeltilerdeki çözünürlük davranışının anlaşılmasını destekler. Metallerin ve ligandların sert-yumuşak ayrımına göre sınıflandırılması ve cevher oluşturma süreçlerine uygulanabilirliği çizelge 3.2'de sunulmuştur. "Sınır durumu" kategorisi Fe ve Pb gibi bazı metallerin hem sert hem de yumuşak ligandlarla kolayca kompleks oluşturarak sülfitler (pirit FeS_2, galenit PbS) ve karbonatlar (siderit $FeCO_3$, serüzit $PbCO_3$) gibi bir dizi mineral oluşturduğu durumu tanımlamak için eklenmiştir. Benzer şekilde Cl^- hem sert hem de yumuşak metaller için etkili bir kompleks oluşturucu ajan olabilir ve bu nedenle hidrotermal sulu çözeltilerde çok sayıda metalin çözünürlüğünü arttırır.

Sulu iyonik bileşiklerin sert ve yumuşak Lewis asitleri/bazları olarak sınıflandırılması metal-ligand kompleksleşmesinin özelliklerini ve bu nedenle hidrotermal çözeltilerde çözünürlük üzerindeki etkileri anlamada yararlıdır (Seward ve Barnes, 1997; Wood ve Samson, 1998; Seward vd., 2014). Bununla birlikte, sıcaklığın da metallerin çözeltiye katılma derecesinin belirlenmesinde önemli bir rol oynadığı iyi bilinmektedir. Çoğu durumda $PbCl^+$ ve $ZnCl^+$ gibi metal-ligand komplekslerinin durayılıkları, sıcaklığın ortam sıcaklık değerinden 300 °C'ye kadar yükselmesiyle logaritmik olarak birkaç derece

Çizelge 3.2 Bazı metallerin ve ligandların Lewis asit / baz ilkelerine göre sınıflandırılması (Pearson, 1963; Seward vd., 2014'den).

Sert metaller	**Sınır durumu**	**Yumuşak metaller**
Li^+ Na^+ K^+ Rb^+ Cs^+	Çift değerlikli geçiş metalleri	Au^+ Ag^+ Cu^+
Be^{+2} Sr^{+2} Ba^{+2} Fe^{+3}	(Zn^{+2} Pb^{+2} Fe^{+2} vb.)	Hg^{+2} Cd^{+2} Sn^{+2} Pt^{+2} Pd^{+2}
Ce^{+4} Sn^{+4} Mo^{+4} W^{+4} V^{+4} Mn^{+4}		Au^{+3} Tl^{+3}
As^{+5} Sb^{+5} U^{+6}		
⇓	⇓	⇓
Sert ligandlar	**Sınır durumu**	**Yumuşak ligandlar**
NH_3	**Cl^-** Br^-	**HS^-** I^- H_2S $S_2O_3^{-2}$
OH^- F^- NO_3^- HCO_3^- asetat CH_3COO^-		
CO_3^{-2} SO_4^{-2}		
PO_4^{-3} SiO_4^{-4} WO_4^{-2}		

Doğal hidrotermal çözeltilerdeki en yaygın ligandlar koyu renkte gösterilmiştir. Sert-yumuşak modelin uygulanmasında dikkatli olunmalıdır çünkü suyun yapısı daha yüksek sıcaklıklarda değişir ve metal-ligand etkileşimi de aynı şekilde değişecektir (Seward ve Barnes, 1997).

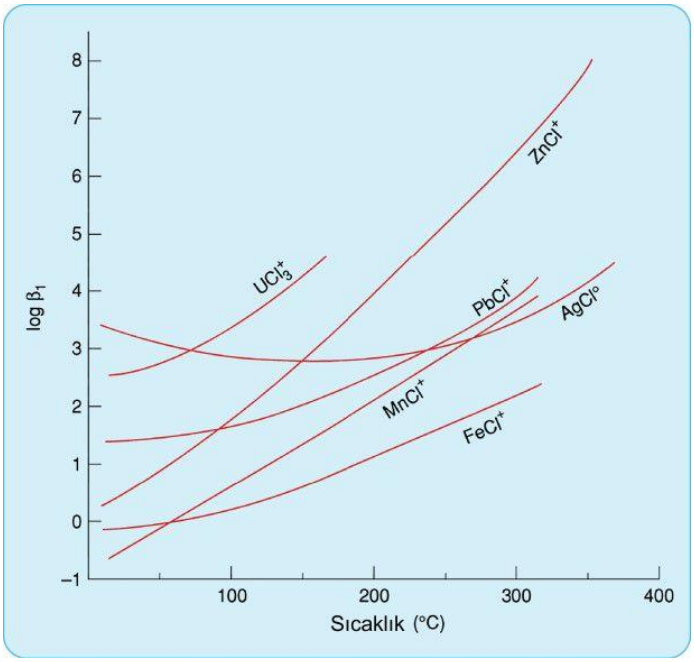
artacaktır (Seward ve Barnes, 1997). Bu durum şekil 3.12'de diğer metal klorür komplekslerine ait verilerle birlikte gösterilmiştir. Bununla birlikte, basınçtaki bir artış sıcaklığın tersine etkiye sahip olacak ve bağ çözünmesi ve serbest metal iyonlarının oluşumu nedeniyle, metal-ligand komplekslerinin duraylılıkları azalma eğiliminde olacaktır. Bununla birlikte, genel olarak basınç artışlarının çözünürlükleri üzerindeki etkisi minimumdur ve sıcaklık artışlarıyla ilişkili önemli değişikliklerle fazlasıyla dengelenir (Seward ve Barnes, 1997).

3.4.1 Hidrotermal Çözeltilerdeki Önemli Metal-Ligand Kompleksleri

Çeşitli metal-ligand kompleksleri için metal çözünürlük özelliklerine ilişkin birkaç mükemmel genel değerlendirme çalışması vardır (Wood ve Samson, 1998; Seward vd., 2014). Bu veriler aşağıda metal çözünürlüklerini sert, sınır çizgisi ve yumuşak metaller açısından açıklamada kullanılmıştır. Bu özet, doğal bir akışkanda var olacak en olası metal-ligand kompleksinin oksidasyon durumu, pH, sıcaklık ve akışkan bileşimi gibi değişkenlere bağlı olarak nasıl oluşabileceğine dair bir fikir verir. Bununla birlikte, çözünürlüğü kontrol eden birçok parametrenin tam olarak bilinmediği durumlarda metal türleşmesinin doğasını basitçe tahmin etmede kullanılamaz, kullanılmamalı ve buna teşebbüs bile edilmemelidir. Sert-yumuşak Lewis asitleri ve bazları kavramı, metaller ve çeşitli ligandlar arasında rekabet olduğu varsayımına dayanan idealleştirilmiş bir senaryodur. Doğal durumlarda, metal kompleksleşmesi, ligandların sınırlı varlığı ile sınırlandırılabilir. Öyle ki, metal-ligand komplekslerinin doğası ve bunların çözünürlükleri, bu şema tarafından öngörülenlerden farklı olabilir.

3.4.1.1 Sert Metaller

Tungsten (*W*): Tungsten doğada altı değerlikli sulu katyon (W^{+6}) olarak ortaya çıkar. Ancak, daha indirgeyici koşullar altında beş değerli (W^{+5}) formu da oluşabilir. Bu iyonlar sert Lewis asitleri olup, klorür iyonu çoğu jeolojik koşullarda kompleks oluşturucu olarak nispeten önemsiz olacak şekilde, O_2^-, OH^-, F^- ve CO_3^{-2} gibi sert bazlarla kompleks oluşturmaları



Şekil 3.12 Bir metal kompleksinin (denge oluşum sabiti olan β1 cinsinden ifade edilir) sıcaklığa karşı etkin kararlılık diyagramı. Metal-klorür komplekslerinin kararlılıkları sıcaklık arttıkça logaritmik olarak birkaç kat artmakta ve sulu çözelti içindeki çözünürlükleri de artmaktadır (Seward ve Barnes, 1997'den).

muhtemeldir. Hidrotermal çözeltilerdeki çözünmüş tungsten türlerinin çoğu tungstatlar şeklinde bulunur ve WO_4^{-2}, HWO_4^- ve H_2WO_4 formundadırlar. Tungstat türlerinin kararlılıkları, açık bir şekilde görüleceği üzere, hidrojen iyon derişimine (yani pH'ye) bağlıdır. Bu nedenle, H_2WO_4 sadece asidik koşullar altında duraylıdır. Oysa WO_4^{-2} alkali pH'ta kararlıdır. Önemli miktarlarda tungsten bu tungstat kompleksleri tarafından çözelti içinde taşınabilir ve büyük olasılıkla çoğu şeelit ve volframit yataklarının oluşumunda rol oynarlar.

Molibden (*Mo*): Molibden doğada tungstenden daha kolay indirgenme eğiliminde olup, genellikle Mo^{+6}, Mo^{+5}, Mo^{+4} ve Mo^{+3} gibi çeşitli sulu değerlik durumlarında bulunur. Aynı zamanda sert bir Lewis asididir ve tungsten gibi sert bazlarla, özellikle O_2^- ve OH^- ile kompleks oluşturur. Klorür kompleksi sadece daha asidik koşullar altında gerçekleşir ve genel olarak doğal sulu çözeltilerde meydana gelme olasılığı en yüksek olan oksihidroksit kompleksleridir (MoO_2^+ ve $Mo(OH)_3^+$ gibi).

Uranyum (*U*): Uranyum doğada dört değerlikli uranöz iyonu (U^{+4}) ve altı değerlikli uranil iyonu (U^{+6}) olmak üzere iki değerlik durumunda bulunur. Uranöz iyon genellikle sulu çözeltilerde çok düşük çözünürlükte olup, akışkan ile ilgili taşınmanın çoğu U^{+6} olarak gerçekleşir. Sert bir asit olarak U^{+6}, O_2^-, OH^-, F^- gibi sert bazlar HCO_3^- ve CO_3^{-2} ile kompleks oluşturacaktır.

3.4.1.2 Sınır Metalleri

Arsenik (*As:*) Doğada arsenik daha çok üç değerlikli katyon (As^{+3}) şeklinde bulunur. Çözelti içinde H_3AsO_3 kompleksinin geniş sıcaklık (200 °C'nin üzerinde), Eh ve pH aralıklarında kararlıdır. Daha az protonlanmış diğer arsenat kompleksleri de daha yüksek pH değerlerinde (tungsten için olduğu gibi) stabildir ve genellikle klorür kompleksleri akışkan taşımasında bir rol oynamaz. Yüksek sülfit derişimi koşulları altında ve düşük sıcaklıklarda As-sülfid kompleksleri [$AsS_2(SH)^{-2}$ gibi] daha önemli hale gelebilirse de bunların tam stokiyometrik oranları belirsizdir.

Antimon (*Sb*): Antimonun sulu jeokimyası arseniğe benzer. Sb^{+3} baskın olup, düşük sülfitli

sulu çözeltilerde ana kararlı kompleks şeklinde $Sb(OH)_3$ oluşur. Akışkan içinde yüksek derişimlerde indirgenmiş sülfit türlerinin varlığında bir dizi tiyoantimonit komplekslerinin de ($HSb_2S_4^{-2}$ gibi) kararlı olması ve artan antimon çözünürlüğüne katkıda bulunması muhtemeldir.

Demir (*Fe*): Demir hidrotermal sistemlerin bol bir bileşenidir. Çoğunlukla oksit, sülfit ve karbonat mineralleri olarak bulunur. Yerkabuğunun içinden sulu çözelti içinde taşınan demirin çoğu ferröz veya iki değerlikli formda (Fe^{+2}) iken, nispeten oksitleyici koşullar altında oluşan ferrik demir (Fe^{+3}) çok daha az çözünür. Demirin "ara" Lewis asidi özellikleri OH^- ve HCO_3^- dâhil olmak üzere çeşitli metal-ligand komplekslerinin ferröz demirin sulu çözeltilerde çözünmesinde rol oynaması anlamına gelse de, demirin hidrotermal taşınmasında Cl^- kompleksleri baskındır. Deneysel çalışmaların çoğu $FeCl^+$ ve $FeCl_2$'nin özellikle yüksek sıcaklıklarda ve tuzlulukta ferröz demirin hidrotermal taşınmasında rol oynayan ana kompleksler olduğunu göstermiştir. Serbest hidratlı iyonun kendisi (Fe^{+2}) daha alkali koşullar altındaki Fe-bikarbonat kompleksleri gibi hidrolizin gerçekleştiği akışkan taşınmasında da rol oynar. Fe-bisülfit kompleksleri okyanus tabanında eksalatif ortamlarda (siyah tüteçlerde) önemli olsalar da, genellikle hidrotermal çözeltilerdeki demirin taşınmasında yer almazlar.

Mangan (*Mn*): Mangan da bir sınır durumu Lewis asididir. Demirde olduğu gibi hidrotermal çözeltilerde Mn^{+2} kompleksleşmesine muhtemelen klorür ligandı (yani MnCl + ve $MnCl_2$) hâkimdir; hidroksit ve bikarbonat kompleksleri de Mn çözünürlüğüne katkıda bulunur.

Kalay (*Sn*): Kalay hem dört değerlikli sert asit (Sn^{+4} olarak) hem de sınır durumunda iki değerlikli (Sn^{+2} olarak) özellikler gösteren bir metaldir. Öyle ki, bir dizi farklı ligand ile kompleksleşme yoluyla çözünebilir. Oksitleyici koşullar altında Sn^{+4} hidroksiklorür kompleksi $Sn(OH)_2Cl_2$'nin baskın tür olduğu, ancak çözünürlüğünün düşük olduğu bulunmuştur. Daha indirgeyici koşullar altında hem Sn^{+4} hem de Sn^{+2} basit klorür iyonu ile kompleks oluşturarak $SnCl_n^{X-n}$ formunun çok çözünebilen komplekslerini oluşturabilir (buradaki X 2 veya 4 değerlik durumu; n ise klorür kompleksi için ligasyon numarasıdır). Daha indirgeyici koşullar altında oluşan iki değerlikli Sn^{+2} klorür kompleksleri daha oksitlenmiş bir durumda bulunan dört değerlikli Sn^{+4} hidroksiklorür kompleksinden daha yüksek çözünürlük sergilerler. Sn hidroksit kompleksleri [$Sn(OH)_4$ ve $Sn(OH)_2$] alkali ve daha düşük sıcaklık koşulları altında kararlı olmakla birlikte, çözünürlükleri daha yüksek sıcaklıklarda ve daha düşük pH'de oluşan baskın Sn klorür kompleksleri tarafından sergilenenlerden yine daha düşüktür. Sn^{+2} olarak kalayın nispeten yüksek sıcaklıklarda stabil $SnF(OH)^{-2}$ ve $SnFCl^0$ kompleksleri oluşturmak için florür iyonları ile kompleks oluşturduğu gösterilmiştir (Seward vd., 2014). Bu da kalay cevherleşmesi ile yüksek oranda farklılaşmış florit/topaz içeren granitler arasındaki ilişki ile tutarlıdır.

Çinko (*Zn*): Baskın iki değerlikli çinko katyonu (Zn^{+2}) Cl^-, HS^-, OH^-, HCO_3^- ve CO_3^{-2} dâhil olmak üzere çeşitli ligandlarla kompleks oluşturan bir sınır durumu Lewis asididir. Nispeten düşük sıcaklıklarda ve yüksek pH'de ve yüksek bisülfit derişimlerinde fakat düşük tuzluluklarda $Zn(HS)_2$, $Zn(HS)_3^-$ ve $Zn(HS)_4^{-2}$ dâhil olmak üzere çeşitli Zn^{+2} bisülfit kompleksleri de kararlıdır. Bunun aksine, daha yüksek sıcaklıklarda ve daha asidik koşullarda $Zn(Cl)^+$, $Zn(Cl)_2$, $ZnCl_3^-$ ve $Zn(Cl)_4^{-2}$ dâhil olmak üzere bir dizi klorür kompleksi baskındır.

Kurşun (*Pb*): Kurşun Lewis sınır asitlerinin en yumuşak olanıdır. Cl ve HS^- ligandları ile OH^- veya HCO_3^-'a göre daha güçlü bağlar oluşturur. Kurşunun değerlik durumu ve kompleksleşme davranışı çinkonunkine çok benzer. Pb^{+2} bisülfit kompleksleri düşük sıcaklıkta nötürden alkaliye düşük tuzlu çözeltilerinde klorür komplekslerinden daha kararlıdır. pH'nin bir fonksiyonu olarak farklı Pb^{+2} bisülfit kompleksleri oluşur ve bunlar asidik koşullar altında $Pb(HS)_2$'yi ve daha yüksek pH'de (yani pH > 6'da) $Pb(HS)_3^-$ içerir. Ancak, daha yüksek sıcaklıklarda ve daha düşük pH değerlerinde $Pb(Cl)^+$, $Pb(Cl)_2$, $Pb(Cl)_3^-$ ve $Pb(Cl)_4^-$ gibi

çeşitli Pb^{+2}-klorür kompleksleri oluşur. Pb^{+2} karbonat veya Pb^{+2} bikarbonat kompleksleri CO_2 içeren akışkanlarda oluşabilirse de çözünürlükleri genel olarak düşüktür ve bu nedenle cevher oluşturma süreçleriyle ilgili olmaları mümkün değildir. Bununla birlikte, hidrotermal akışkanların hidrokarbonlar içerdiği bilinen yerlerde, özellikle de MVT Pb-Zn yataklarının (bkz. Kutu 3.7) oluşumu ile ilgili olanlar gibi, nispeten düşük sıcaklık ortamlarında kurşunun ve daha az ölçüde de çinkonun organo-metalik kompleksler tarafından taşındığına dair güçlü kanıtlar vardır (bkz. aşağıda Alt Bölüm 3.4.2). Asetat ligandı (CH_3COO^-) baz metal taşınmasında rol oynayan bir organik molekül olmakla birlikte tiyoller veya kükürt içeren organik bileşikler gibi önemli olabilecek başka moleküller de vardır.

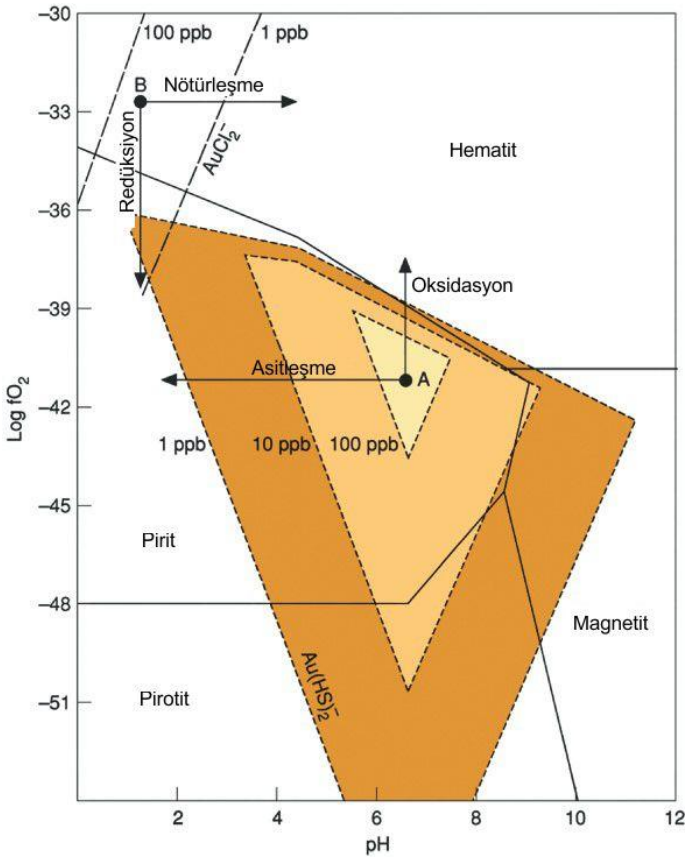
3.4.1.3 Yumuşak Metaller

Bakır (*Cu*): Doğada bakırın birçok hidrotermal akışkanda tek değerlikli durumu baskın olmasına rağmen hem Cu^+ hem de Cu^{+2} değerlik durumlarında bulunur. Nispeten yumuşak bir asittir ve kararlı Cu^+ klorür ve Cu^+ bisülfit kompleksleri ve diğer ligandlar yoksa Cu^+ hidroksit kompleksleri oluşturur. Bakırın hidrotermal çözeltiler içinde çok çeşitli koşullar altındaki hareketi büyük olasılıkla $CuCl_2^-$ formundaki Cu^+ klorür kompleksleşmesi ile gerçekleşir. Bakır bisülfit kompleksleri yüksek sülfürlü ortamlarda oluşacak olsa da, çoğu hidrotermal cevher oluşturan ortamlarda muhtemelen önemli bir rol oynamayacaklardır. Ancak, bu durum Cu'nun buhar fazında taşındığı ortamlarda geçerli olmayabilir (bkz. alt bölüm 3.4.2).

Altın (*Au*): Altın bu özet açıklamalar içerisinde ele alınan en yumuşak metal iyonu olup (Webster, 1986; Seward, 1991) klorür yerine bisülfit iyonu gibi yumuşak ligandlarla kompleksleşmeyi tercih eder. Altın genel olarak sulu çözeltilerde tek değerlikli durumda (Au^+) oluşur ve düşük pH'de AuHS kompleksi ve zayıf asidik ila bazik koşullar altında da $Au(HS)_2^-$ oluşturur. Bisülfit kompleksleri çoğu hidrotermal akışkanda baskın olup, geniş bir sıcaklık aralığında kararlıdır. Oksitleyici, tuzlu ve asidik koşullar altında sırayla $Au(Cl)_2^-$ ve $Au(Cl)_4^-$ formunda hem Au^+- klorür hem de Au^{+3}-klorür komplekslerinin oluşması mümkündür. İlki kompleks porfiri bakır yatakları gibi belirli yüksek sıcaklıktaki ortamlarda hakim olabilirken, ikincisi sadece yüzeye yakın ortamlarda düşük sıcaklıklarda önemli olabilir. pH ve fO_2'nin bir fonksiyonu olarak $Au(Cl)_2^-$ ve $Au(HS)_2^-$ kompleksleri için çözünürlük aralıkları şekil 3.13'de verilmiştir. Siyanür içinde altın [$Au(CN)_2^-$] çok çözünebilir kompleksler oluşturur. Siyanürlemenin düşük sıcaklıklarda cevherden metalurjik olarak altın elde etmede bu kadar etkili düzeyde kullanılmasının sebebi budur. Bununla birlikte, siyanür molekülü daha yüksek sıcaklıklarda kararsız olup, kompleksin hidrotermal altın taşınmasıyla hiçbir ilgisi yoktur.

Gümüş (*Ag*): Gümüş de yumuşak bir metal iyonu olmakla birlikte altın kadar yumuşak değildir (Webster, 1986). Bu nedenle, çözelti kimyasına tipik olarak Ag^+ bisülfit bağının hâkim olmasına rağmen, klorür gibi bir sınır durumu ligandı ile kompleksler oluşturma olasılığı daha yüksektir. Baskın kompleksler sırayla asidik ve nötür ila alkali koşullar altında AgHS ve $Ag(HS)_2^-$'dir. Ayrıca, birkaç Ag^+ klorür kompleksinin hidrotermal akışkan hareketiyle ilgili çok çeşitli koşullarda duraylı olduğu bilinmektedir ve bunlar AgCl, $Ag(Cl)_2^-$ ile $Ag(Cl)_3^{-2}$'ü kapsar.

Cıva (*Hg*): Sulu çözeltilerde ağırlıklı olarak Hg^{+2} şeklinde oluşan cıva (Hg) yumuşak bir metal iyonu olup, tercihen bisülfit ligandları ile kompleks oluşturur. Nötürden alkaliye ve orta derecede indirgen koşullar altında cıva taşınmasının çoğu muhtemelen $Hg(HS)_2$, HgS(HS) ve HgS_2^{-2}gibi komplekslerin oluşumu ile gerçekleşir. Daha sert ligandlar muhtemelen çoğu hidrotermal akışkanlarda önemli bir rol oynamaz. Bununla birlikte, düşük kaynama noktasına bağlı olarak ilginç olan durum, cıvanın buhar veya elementel Hg olarak olarak sulu çözeltiler veya hidrokarbon içeren akışkanlar içinde taşınabilmesidir.



Şekil 3.13 Bir akışkan içinde 200 °C sıcaklıkta (ayrıca doymuş su buharı basıncında ΣS = 0,01 ve aCl^- = 1,0'de) $Au(HS)_2^-$ ve $Au(Cl)_2^-$ kompleksleri için altın çözünürlük konturlarıyla ilişkili demir oksit ve sülfit minerallerinin duraylılığını gösteren logaritmik fO_2 - pH diyagramı. A akışkanının pirit-hematit faz sınırı boyunca oksidasyonu $Au(Cl)_2^-$ kompleksinin çözünürlüğünde logaritmik olarak dört kat büyüklüğünde bir azalmaya ve muhtemelen altının çökelmesine neden olur. Akışkanın daha asidik hale gelmesi ve pH'nin de yaklaşık 5 birim azalması durumunda aynı sonuç ortaya çıkar. Bunun tersi, B akışkanında $Au(Cl)_2^-$ için geçerli olacaktır. Bu durumda pH'deki bir artışa (nötrleşme) veya akışkanın azalmasına (belki de H_2S aktivitesindeki bir artışın neden olduğu) tepki olarak Au çökelmesi meydana gelir (faz diyagramı ve konturlar Wood, 1998'den ve S. Wood ile sözlü görüşmeden).

Özet olarak, sınır durumundaki klorür iyonunun ve sonra da bisülfitin metallerin hidrotermal akışkanlar içinde çözünmesini ve taşınmasını destekleyen en önemli ligandlar olduğu açıktır. OH^-, HCO_3^- F^-, CO_3^{-2}, NH_3 ve CH_3COO^- (asetat) gibi çeşitli diğer ligandlar daha az önemlidir, çünkü bunlar ya anormal koşullar altında kararlıdırlar ya da doğal akışkanlarda sadece düşük derişimlerde bulunurlar. Cl^- hem sert hem de yumuşak metal katyonlarının geniş bir yelpazesi ile kompleks oluşturma kabiliyetine ek olarak, aynı zamanda çoğu doğal akışkanda ana anyonik türdür. Bu durum birçok doğal akışkanın çözelti içinde büyük miktarlarda metal taşıyabilmesini sağlar ve bu nedenle yerkabuğundaki hidrotermal çözeltilerin dolaşımı cevher oluşumu için çok önemli bir süreçtir. Metal-ligand kompleksleri

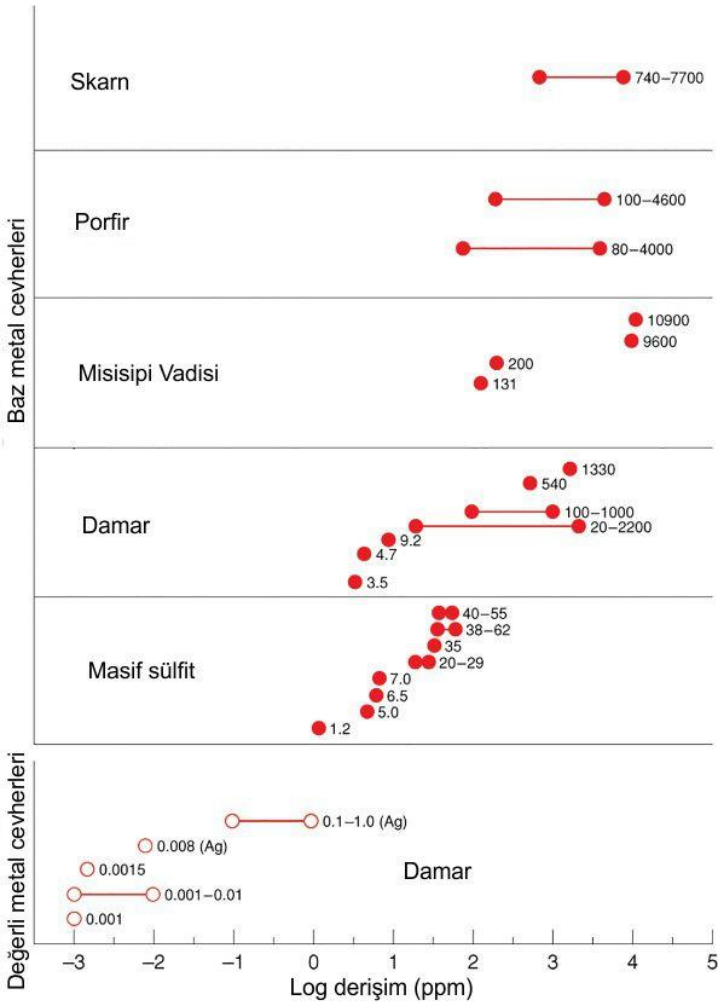
doğal sulu çözeltilerde genel olarak kararlı olabilmesine rağmen, yine de çoğu hidrotermal akışkanda çözünen gerçek metal derişimlerinin genellikle düşük olduğu hem doğrudan analizlerden hem de teorik hesaplamadan anlaşılabilmektedir. Bu durum ekonomik olarak işletilebilecek bir maden yatağı oluşumu için, büyük hacimlerdeki akışkanın yerkabuğunda oldukça odaklanmış bir noktadan geçmesi ve metalleri çözeltiden ayırarak konak kayada yoğunlaştırmak üzere verimli çökeltme mekanizmalarının mevcut olması gerektiği anlamına gelir. Şekil 3.14'te gösterilen derlemede, uygun bir yatak oluşumu için gerekli olduğu tahmin edilen minimum değerli ve baz metal derişimleri (dikey kesikli çizgiler) ile bu tür verilerin mevcut olduğu birkaç örneğe ait aralıklar sunulmuştur. Au ve Ag çökelten hidrotermal çözeltiler tipik olarak 1 ppb ila 1 ppm aralığında Cu, Pb ve Zn cevherleriyle ilişkili olanlardan çok daha düşük derişimler içerirler. Bahsedilen bu son durumda masif sülfit yatakları tipik olarak 1-100 ppm metal taşıyan akışkanlardan oluşurken, MVT ve porfiri yataklarla ilişkili akışkanlar 100-1000 ppm aralığındaki derişimlerle nispeten zenginleşmiştir.

3.4.2 Sulu Buhar Fazındaki Metal Çözünürlükleri Hakkında İlave Açıklama

Daha yüksek yoğunluklu akışkan ve daha düşük yoğunluklu buhar fazları (kaynama) oluşturmak için sulu bir akışkanın faz ayrımlanması, Bölüm 2'de (Alt Bölüm 2.6) tartışıldığı gibi, bu fazlar arasında metallerin farklılaşmasına da neden olur. Genellikle hidrotermal akışkanlarda iyonik veya yüklü türler içeren çözelti maddeler hâkim iken, eşlik eden buhar yüksüz moleküler türler ile karakterize edilir. Cu ve Au gibi yumuşak metallerin buhar fazına bölümlenmesinin indirgenmiş (HS^- gibi) uçucu kükürt bileşiklerinin benzer şekilde buhar fazına bölümlenerek buhar fazında kararlı olan Au-tiyo kompleksleri oluşturması gerçeğiyle desteklendiği daha önce belirtilmişti. Bununla birlikte, deneysel çalışmalar Cu, Au ve Ag'nin kompleks yapıcı bir ajan olarak kükürt dahil edilmediğinde bile sulu buhar fazında kayda değer çözünürlüklere ulaşacağını göstermektedir. Şekil 3.15'de çözünmenin hidratlı AuCl ve AgCl moleküler kümeleri olarak meydana geldiği sulu bir buhar fazı için hesaplanan Au ve Ag çözünürlükleri görülmektedir (Migdisov ve Williams-Jones, 2013; Seward vd., 2014). Bu tür hidratlı metal kümelerinin varlığı sulu buhar fazında bunların çözünürlüklerini arttırır: Metaller gazda, sulu ortamda ya hidrojen bağı ya da van der Waals bağından dolayı oluşan $CuCl:(H_2O)$, $AgCl:(H_2O)$ ve $AuCl:(H_2O)$ kümeleri olarak çözünürler (Liu vd., 1996). Şekil 3.15'te sulu buhar fazındaki hidratlı AgCl kümesinin (80 ppm Ag'ye kadar) çözünürlüğünün, AuCl kümeleri için (5 ppm'ye kadar Au) olandan önemli ölçüde daha yüksek olduğu görülmektedir. Bu durum metallerin kaynama ve buhar taşınmasının daha yaygın olabileceği yüksek seviye epitermal yataklarının daha derin yatak türlerinden genellikle daha yüksek Au/Ag oranları ile karakterize edildiği gerçeğine katkıda bulunabilir.

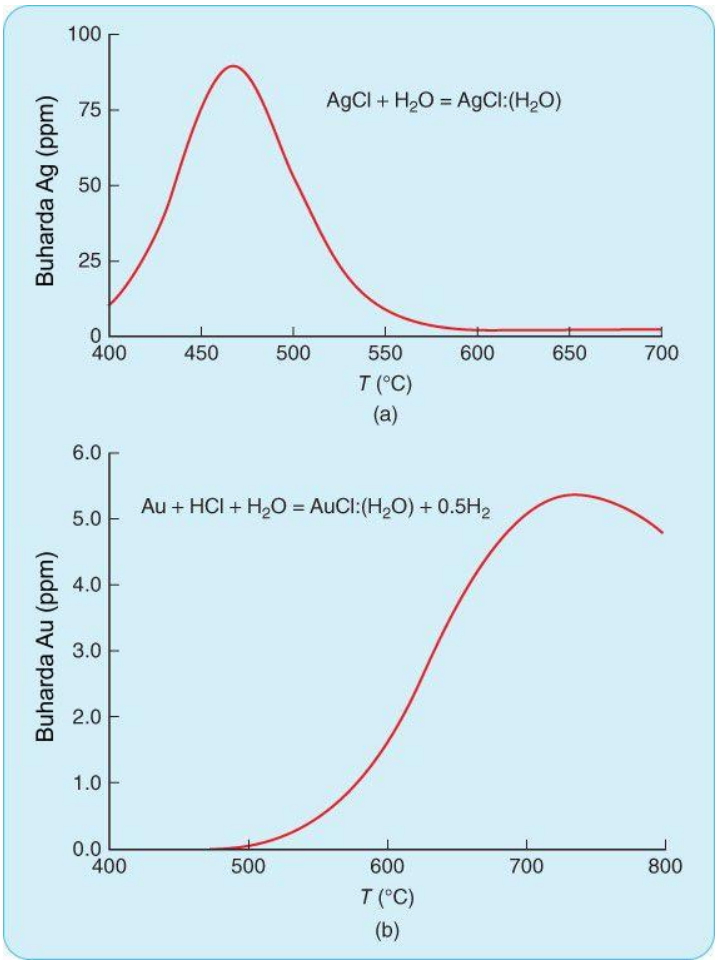
3.4.3 Metal-Organik Kompleksler Hakkında Kısa Bir Not

Kraton içi ve riftlerle ilişkili çökel istiflerinde yer alan bir dizi farklı hidrotermal cevher türünün önemli miktarda çözünmüş organik bileşik içeren akışkanlardan oluştuğu bilinmektedir. Aynı zamanda, ham petrol ve bitümün değişmez bir şekilde, çözünmüş metaller içeren küçük miktarlarda (%1'den az) inorganik malzeme içerdiği de iyi bilinmektedir. Bu nedenle, özellikle MVT Pb-Zn ile stratiform, kırmızı tabakalı veya şeyl konak kayalı baz metal cevherlerinde, metal-organik komplekslerin hidrotermal cevher oluşum süreçlerinde oynamış olabileceği role (Wood, 1996) büyük önem verilmesi şaşırtıcı değildir. (bkz. Parnell 1994; Gize, 1999).



Şekil 3.14 Beş ana yatak tipinin her birinde cevher oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki baz ve değerli metal derişimleri. Baz metaller arasında Cu, Pb ve Zn'yi (içi dolu daireler) ve değerli metaller Au, Ag ve Hg'yi (içi boş daireler) içerir. Bireysel noktaların veya aralıkların yanındaki sayılar çeşitli farklı durumlarda ortalama derişimleri veya aralıkları ifade eder (Seward ve Barnes, 1997'den).

Havza sularındaki organik bileşikler ya nötür hidrokarbon molekülleri (alkanlar, aromatikler, vb.) ya da karboksilik asitler (asetik asit, oksalik asit, vb.) gibi yüklü anyonik türler olarak bulunur. Çoğu nötür hidrokarbonlar (metan, CH_4 hariç) suda sınırlı çözünürlüğe sahiptir. Bu çözünürlük hidrokarbon molekülü büyüdükçe ve daha karmaşık hale geldikçe üssel olarak azalır. Diğer yandan, organik asit anyonları suda yüksek çözünürlüğe sahip olabilir ve baskın sulu anyon olan asetat ($CH3COO^-$) 2000 mg/l'ye kadar derişimlerde mevcut olabilir (Hanor, 1994). Organometalik kompleksler (yani, bir metalin komşu bir hidrokarbon molekülünün karbonuna kovalent olarak bağlandığı kompleksler) doğada nadiren meydana gelirken, bir metal katyonun bir organik ligandın (oksijen, kükürt veya azot gibi)



Şekil 3.15 Düşük yoğunluklu gaz benzeri bir fazda (içinde %0,1 hacim HCl bulunan, yoğunluğu = 0,2 g/cm^3 ve fO_2, Ni/NiO tarafından tamponlanmış) sırasıyla çözeltide hidratlanmış AgCl ve AuCl kümelerinin bulunduğu bir durumda (a) buharda Ag ve (b) buharda Au'ın tahmin edilen çözünürlükleri. (Migdisov ve Williams-Jones, 2013'den).

elektron verici atoma bağlandığı metal-organik kompleksler havzadan türeyen sulu çözeltilerde ve ilgili cevher akışkanlarında daha yaygındır (Giordano ve Kharaka, 1994; Giordano, 1994).

Cevher akışkanlarında metal-organik kompleksler ancak daha önce tartışılan normal inorganik kompleksler ile yarışabilecek kadar kararlı olduklarında var olacaktır. Modellemeler Pb ve Zn'nun nispeten oksitlenmiş ve düşük toplam sülfit derişimlerine sahip akışkanlarda asetat veya oksalat ($C_2O_4^{-2}$) ligandlarını [örneğin $Zn(CH_3COO^-)_2$ ve $Pb(C_2O_4^{-2})_2^{-2}$] içeren metal-organik kompleksler olarak taşınabileceğini göstermiştir (Giordano, 2002). Red-bed türü yataklarla ilgili tabakalı baz metal yataklarında olduğu gibi, daha tuzlu akışkanlarda Pb ve Zn ağırlıklı olarak metal-klorür kompleksleri olarak taşınacaktır; ancak, Pb-asetat ve Zn-asetat kompleksleri yine de metal taşınımının %5'ine kadar sorumlu olabilir. (Giordano ve Kharaka 1994).

3.5 Çözeltideki Metallerin Çökelme Mekanizmaları

Önceki bölümde birçok farklı metal ligand kompleksinin doğal hidrotermal çözeltilerde çok çeşitli koşullar altında kararlı hale

gelmesinin mümkün olduğu gösterilmişti. Bu da etkili cevher üreten akışkanların oluşması için gereken çözünürlük seviyelerini oluşturur. Ancak, bir metal çözeltiye geçtiğinde bu metalin sıvıdan ayrılması ve ekonomik olarak elverişli bir cevher kütlesi oluşturacak şekilde yeterince erişilebilir ve boyut olarak kısıtlı bir yerkabuğu parçasında yoğunlaştırılması gerekir. Bir metal-ligand kompleksinin dengesini bozan ve dolayısıyla metal çözünürlüğünü azaltan herhangi bir mekanizma, hidrotermal çözeltinin geçtiği konak kayada birikmesine neden olacağından, çok çeşitli çökelme mekanizmalarının etkili olması muhtemeldir. Aşağıdaki alt bölümlerde metal çökelmesini kontrol eden fiziksel ve kimyasal etmenlerin yanı sıra adsorpsiyon ve biyolojik olarak aracılık edilen süreçler ele alınmıştır. Günümüzde hem metallerin hem de ametallerin yerkabuğunda dağıldığı jeokimyasal yolların mikroorganizmaların etkisiyle değişen derecelerde etkilendiği kabul edildiğinden, biyolojik süreçler önemlidir. Biyocevherleşme kavramı cevher oluşum süreçlerinin anlaşılmasında giderek daha önemli hale gelmektedir. Bu konu gelecekte muhtemelen çok daha fazla araştırmada ele alınacaktır.

3.5.1 Metal Çökelimini Etkileyen Fiziko-Kimyasal Faktörler

Cevher oluşumunu kontrol eden temel ilkeler Barnes (1979*b*) ve Seward ve Barnes (1997) tarafından özetlenmiştir. Sığ kabuk seviyelerinde cevher çökelimi açık boşlukların dolması ile gerçekleşirken, derinlerde gözenekliliğin kısıtlı olduğu yerlerde mevcut minerallerin ornatılması eğilimi gösterir. Sıcaklıktaki düşüş hidrotermal akışkanlardan metallerin çökelmesini destekleyen en belirgin yol olarak kabul edilir. Bununla birlikte, derinde akışkanların hareket ettiği yapılar boyunca sıcaklık gradyanları minimum olma eğilimindedir ve bu gibi durumlarda metal çökelmesi ne verimli ne de belirli bir kapan bölgesi içine odaklanmış olacaktır. Sıcaklık gradyanlarının minimum olduğu alanlarda hidrotermal akışkanın özelliklerini veya bileşimini değiştirerek metallerin birikmesi daha etkili bir şekilde sağlanabilir. Cevher çözeltisi metal-klorür kompleksi ile oluşursa, cevher akışkanının pH'sini artırarak çökelme meydana gelebilir (bkz. Şekil 3.13). Bir örnek, asidik bir cevher çözeltisinin bir karbonat konak kaya ile reaksiyonu girmesi ve burada çökelme, konak kayanın özümsenmesi ve ornatılmasıyla ile sağlanır. İki bağlı reaksiyon, sürecin başlangıçta asidik, Zn^{+2} klorür içeren bir cevher çözeltisi ile kalsit çözünmesi açısından nasıl gerçekleştiğini gösterir:

$$CaCO_{3(KATI)} + 2H^{+} \leftrightarrow Ca^{+2} + H_2CO_{3(SULU)} \quad (3.2)$$

Bunu takiben hidrojen iyonları tüketilirken akışkanda pH artışının neden olduğu sfalerit çökelmesi gelişir:

$$ZnCl_n^{2-n} + H_2S_{(SULU)} \leftrightarrow ZnS_{(KATI)} + 2H^{+} + nCl \quad (3.3)$$

(3.2) ve (3.3) numaralı reaksiyonlardan metal-klorür komplekslerinin çökelmesinin, akışkanın H_2S derişimini artırarak (belki akışkan karışması veya bakteriyel sülfat indirgemesi yoluyla) veya Cl^{-} derişimini azaltarak (yine belki cevher akışkanının seyreltik yeraltı suyu ile karışmasıyla) meydana gelebilir. Kalsit çözmenin başka bir seçeneği olarak akışkanın kaynatılmasıyla akışkan pH'sinde bir artış sağlanabilir. Bu da asidik uçucuların tercihen buhar fazına bölümlenmesiyle sonuçlanır. Bu nedenle, metal-klorür komplekslerinin çözünürlüğünü azaltmanın ve metal çökelmesini desteklemenin birden fazla yolu vardır.

Metal-sülfit komplekslerinin çökelmesini sağlayan faktörler klorür kompleksleri için olanlardan biraz farklı olabilir (Barnes, 1979*b*). Akışkan karışımı (veya seyrelme) ve sıcaklık düşüşleri metal çökelmesini sağlasa da, cevher akışkanının oksidasyonu metal-sülfit

komplekslerinin çözünürlüğünü azaltmada daha etkili olması muhtemel olandır. (bkz. Şekil 3.13). Oksidasyon (veya elektron kaybı) reaksiyonda (3.4) gösterildiği gibi pH'de ve ayrıca toplam sülfit derişiminde bir azalmaya neden olarak metal çökelmesini sağlar:

$$Zn(HS)_3^- + 4O_{2(SULU)} \leftrightarrow ZnS_{(KATI)} + 3H^+ + 2SO_4^{-2} \quad (3.4)$$

Metal-sülfür komplekslerinden cevherlerin çökelmesi oksidasyon, pH'de bir düşüş (veya asidifikasyon) ve akışkandaki sülfit derişiminde azalma gibi metal-klorür çözülmesini kontrol eden tüm eğilimlere zıt olan faktörler tarafından kontrol edilir. Cevher çökelmesini kontrol eden jeolojik süreçlerin daha ayrıntılı bir tartışması, uygulanabilecekleri farklı senaryolarla birlikte aşağıda sunulmuştur. Metal çökelmesi ile ilgili jeolojik faktörlerin anlaşılması, hidrotermal cevher kütlelerinin nerede ve neden oluştuğunu kontrol eden kavramları sağlam bir şekilde kavraması gereken maden jeologları için çok önemlidir.

3.5.1.1 Sıcaklık

Birçok metal-ligand kompleksinin çözünürlüğü sıcaklığa bağlı olarak arttığından (Şekil 3.12), bir akışkanın soğumasının genellikle metal birikimini sağlama etkisine sahip olacağı açıktır. Sıcaklık düşüşü metal-klorür komplekslerinin kararsız hale getirilmesinde özellikle etkilidir; çünkü çözünürlükleri, eşdeğer sülfit komplekslerine kıyasla sıcaklık değişimlerine çok daha duyarlıdır. Bununla birlikte, daha önce bahsedildiği gibi, akışkan ve kayanın dengede olduğu ve aynı sıcaklıkta bulunduğu derin kabuk seviyelerinde termal gradyanlar minimumdur ve soğuma yavaş ve etkisiz bir süreçtir. Bu koşullar altında metallerin derişimine ve hidrotermal cevherlerin oluşumuna genellikle sıcaklık düşüşleri aracılık etmez.

Diğer taraftan, yüzeye yakın ortamlarda bir cevher akışkanının sıcaklığındaki hızlı düşüşlerin meydana gelmesi çok daha olasıdır ve bu tür ortamlarda soğuma, cevher oluşumunda önemli bir rol oynar. Okyanus tabanı kuşkusuz cevher oluşturan akışkanların sıcaklığındaki dramatik bir azalmanın metal birikimini kontrol etmede baskın rol oynadığı en iyi örneği temsil eder. VMS yatakları genel olarak yüksek metal içerikli sıcak (350 °C'ye kadar) tuzlu suların siyah dumanlı tüteçleri olarak okyanus tabanında çıktığı yerlerde oluşur (bkz. alt bölüm 3.8.1 ve Kutu 3.3). Baz metallerin (esas olarak klorür kompleksleri olarak taşınan Cu ve Zn; Scott, 1997) ve bazı durumlarda değerli metallerin (Au'ın bir altın-bisülfit kompleksi olarak taşınması; Scott, 1997) çökelmesi cevher akışkanlarının esasen sonsuz hacimdeki soğuk (2-4 °C) deniz suyu ile karıştığı anda gerçekleşir. Bu ortamda akışkanın çok hızlı soğuması eksalatif bacanın hemen yakınında oldukça verimli bir metal çökelmesine neden olur. Siyah duman bacaları muhtemelen hidrotermal cevher çökeliminin Yerküre'nin herhangi bir yerindeki en çarpıcı ve etkili örneğidir.

Epitermal Au-Ag yataklarının oluştuğu volkanik ortamlar (bkz. Bölüm 2, alt bölüm 2.11 ve Kutu 2.4) genellikle yüksek jeotermal gradyanlarla ve akışkanlardan çevredeki kayalara yüksek miktarda kondüktif ve konvektif ısı kaybı ile karakterize edilir. Bu nedenle soğuma, metal çözünürlüğünün kontrol edilmesinde rol oynayabilir; ancak, bu tür ortamlarda cevher çökeliminde baskın rolü oynayan basınçta ve ilişkili faz ayrışmasında (yani kaynamada) azalma olasılığı daha yüksektir.

3.5.1.2 Basınç

Basınç değişimleri metal-ligand komplekslerinin çözünürlüklerini belirgin bir şekilde etkilemez ise de, basınç artışlarının hacim azalmasına yol açacağı ve bunun da komplekslerin iyonik bileşiklere çözünmesini sağlayacağı açıktır (Seward, 1981). Gerçekte basınçtaki bir azalma, çözünürlükteki bir artışı Destekleme eğilimindedir ve bu nedenle,

sıcaklığın tersi yönde çalışır. Basınç düşüşü kendi başına genellikle cevher oluşumuyla ilişkilendirilen bir süreç değildir. Bununla birlikte, basınç düşüşüne kaynama veya köpürme gibi bir olay eşlik ettiğinde önemli bir istisna ortaya çıkar. Bu özel süreçler, cevher çökeliminde çok önemlidir ve genellikle basınçtaki düşüşlerle desteklenir. Bu anlamda, basıncın cevher oluşumu üzerinde sadece dolaylı bir etkisi vardır. Akışkanlarda basınç düşüşü yerkabuğundaki akışkanların hızlı yükselişine ve ayrıca Bölüm 3.3.3'te tartışıldığı gibi fay bölgeleri boyunca dönemsel sismik aktiviteye eşlik eder.

3.5.1.3 Faz Ayrımı (Kaynama ve Köpürme)

Kaynamanın sıcaklıktaki bir artışla sağlanması beklense de yerkabuğunun üst seviyelerinde akışkandan buhara dönüşümün genellikle akışkan basıncındaki düşüş nedeniyle meydana geldiğine şüphe yoktur. Kabukta daha derin seviyelerde akışkan basıncındaki bir azalmaya köpürme veya tek fazlı bir H_2O-CO_2 karışımından H_2O ve CO_2'nin ayrıştığı bir duruma geçişle birlikte olabilir. (bkz. Şekil 3.5c). Bu süreçlerin her ikisi de metal-ligand komplekslerinin kararlı olduğu koşulları değiştirdikleri için, cevher oluşturan çözeltilerden metalleri çökeltme mekanizmaları olarak potansiyel açıdan önemlidir.

Alt bölüm 3.3.3'te akışkan hareketi ile deformasyon arasındaki ilişkiler tartışılmış ve fay vanası ile emme-pompa modelleri sırasıyla mezotermal altın ve epitermal Au-Ag birikintilerinin oluşumuna referansla açıklanmıştır. Genellikle mezotermal damarlı altın yataklarının oluşumuna atfedilen metamorfik akışkanlar tek fazlı H_2O-CO_2 karışımları ile karakterize edilir ve bir fay veya makaslamadaki çatlak mühürleme süreçlerine eşlik eden akışkan basıncında dönemsel düşüşlerin (Şekil 3.9a ve c) cevher bileşenlerinin çökelmesini teşvik etmesi mümkündür. Bunun nedeni, H_2O-CO_2 katı-katı eğrisinin azalan basınçla birlikte daha yüksek sıcaklıklara geçme eğilimidir (Brown, 1998). Örneğin, 350 °C'de H_2O+CO_2 ve %2,6 NaCl içeren tipik bir mezotermal damar altın akışkanı başlangıçta ilgili katı-katı eğrisinin hemen üzerinde tek bir homojen akışkan olarak var olacaktır (Şekil 3.5b'de A noktası olarak gösterilmiştir). Basınçta bir düşüş katı-katı eğrisi düzlüğünü daha yüksek sıcaklıklara taşıyarak akışkanın karışmayan faza veya CO_2 ve H_2O'yi ayıran iki fazlı alana girmesini sağlayacaktır. CO_2 köpürmesi şüphesiz mevcut akışkan özelliklerini etkileyecek ve fay vanası modelinde önerildiği gibi muhtemelen hem gang hem de cevher bileşenlerinin çökelmesini teşvik edecektir. Ek olarak, Van Hinsberg ve diğerleri (2016) metallerin buhar fazında taşındığı magmatik-hidrotermal bir sistemde CO_2'nin akışının, bu fazdaki metal çözünürlüklerini büyük ölçüde azaltacağını ve H_2O-CO_2 ayrışmasıyla ilişkili ek bir çökelme mekanizması sunacağını öne sürmektedir.

Benzer şekilde, hareketin bir kademeli doğrultu atımlı faylanma ile sonuçlandığı sığ (yüzeye yakın) ortamda gelişen bükülmeden kaynaklanan genişleme, akışkanı sıvıdan buhar durumuna dönüştürecek şekilde, basıncı anında düşürür (Şekil 3.9c). Kaynama tabii olarak sadece basınç düşüşünün ilgili hidrotermal akışkan bileşimi için kaynama noktası eğrisini geçtiği durumda gelecektir (bkz. Şekil 2.2'deki faz diyagramları). Hidrotermal bir akışkandan su buharının kaynaması, çözünen maddenin kalıntıca zenginleşmesi ve diğer uçucu bileşiklerin gaz fazına geçmesine neden olacak ve kalıntı akışkanın pH'sinde olası bir artış meydana gelecektir. Bu tür süreçler mevcut akışkan özelliklerini önemli ölçüde değiştirecek ve pH artışı, daha önce bahsedildiği gibi, metal-klorür komplekslerinin çökeltilmesinde özellikle etkili olacaktır. Sıcaklık düşüşleri eşlik ettiğinde, uzun süreli kaynama muhtemelen çözünmüş türlerin çoğunda çözünürlük azalmasına neden olacaktır. Sibson (1987) tarafından epitermal cevherleşme oluşturan ortamlarla ilgili olarak önerildiği üzere, kaynamanın sığ kabuk seviyelerinde cevher birikimi için çok etkili bir mekanizma olması ve bunun da yüksek tenörlü maden yataklarını sonuçlaması muhtemeldir.

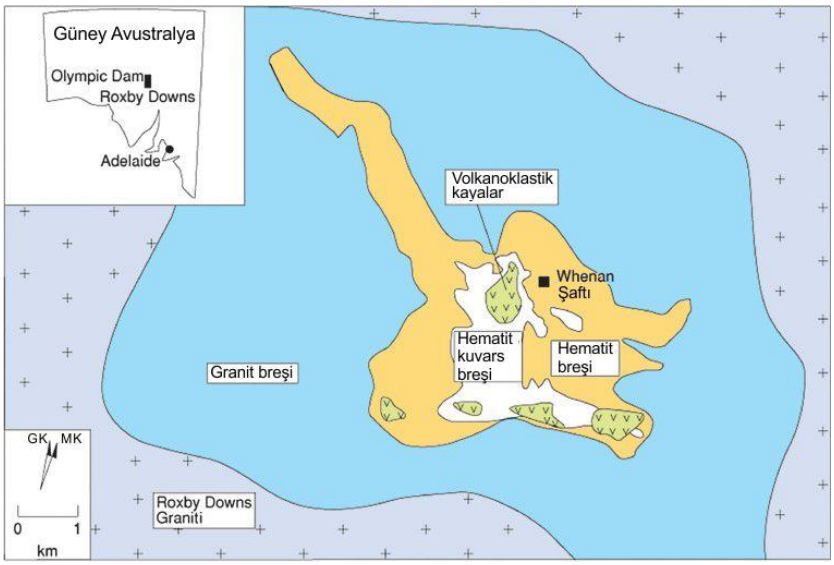
3.5.1.4 Akışkan Karışımı/Seyrelmesi

İki akışkanın karışması cevher oluşturan çözeltilerde çözünürlüğü azaltan ve metal çökelmesini sağlayan bir başka önemli mekanizma olarak kabul edilir. Bu, özellikle nispeten sıcak, metal yüklü bir cevher akışkanının daha soğuk ve daha seyreltik bir çözelti ile karıştığı durumdur. İki akışkanın karışması, daha sıcak olanın soğumasına, mevcut cevher akışkanı özelliklerinin değişmesine ve mevcut metal-ligand komplekslerinin kararsız hale gelmesine yol açacaktır. Cevher çökeltme sırasında akışkan karışımının önemine işaret eden birkaç örnek vardır. Klasik bir duraylı izotop çalışmasında Sheppard vd. (1971) porfiri bakır yataklarındaki potasik ve fillik alterasyon zonları arasındaki ara yüzde kalkopirit çökelmesinin meydana geldiğini göstermiştir (bkz. Kutu 2.1, Bölüm 2). Bu aynı zamanda ağırlıklı olarak magmatik kökenli akışkanların meteorik bir kaynaktan türeyen akışkanlarla karıştığı zondur. Bazı epitermal yataklarda Au ve Ag cevherlerinin çökelmesi ile ilgili olarak da benzer bir durumun var olduğu bilinmektedir (Kutu 2.4, Bölüm 2). Hedenquist ve Aoki (1991), volkanizma kaynaklı magmatik sıvıların yer yüzeyinin altında herhangi bir karışma veya seyreltme olmaksızın ekonomik olarak verimli yatakların oluşumuna sınırlı katkıları olduğunu göstermiştir. Bunun nedeni, cevherleşmenin oluşacağı alanda ön koşulların (veya alterasyonun) en düşük seviyede olması ve yüzeye yakın oluşan cevherleşmelerin erozyon ve benzeri süreçlerden etkilenmesidir. Buna karşılık, magmatik suların yüzeyin 1-2 km altındaki meteorik su tabakasıyla karıştığı sistemde oluşan cevherleşmeler ekonomik olarak verimlidir. Bunun nedeni, sıcak, tuzlu, metal yüklü bir magmatik akışkanın daha soğuk, daha seyreltik bir meteorik su ile karıştırılmasının, konak kayaların asitle yıkanmasını sağlaması, geçirgenliklerini artırması, akışkanları yoğunlaşmaya ve akışkanlardaki metal çözeltisini çökeltmeye zorlamasıdır. Hedenquist ve Aoki (1991) magmatik akışkanların aktif volkanik bölgelerin yüzeyine yakın bir meteorik akışkan tabakası ile etkileşiminin, ekonomik bir epitermal Au-Ag cevherleşmesinin oluşumu için önemli bir ön koşul olduğunu öne sürmüşlerdir.

Kutu 3.1 Akışkan Karışımı ve Metal Çökelmesi: Olympic Dam Demir Oksit-Bakır-Altın (DOBA) Yatağı, Güney Avustralya

Güney Avustralya'da Adelaide'nin yaklaşık 500 km kuzeyinde bulunan Olympic Dam yatağı 1975 yılında 350 metrelik çökel örtüsü altında keşfedilmiştir. Bu yatak 2 milyar tonu aşan Cu, U, Ag ve Au cevherleriyle modern zamanların en muhteşem keşiflerinden biridir (Solomon ve Groves, 1994). Cevher kütlesi 1588 My yaşındaki (Creaser ve Cooper, 1993) Roxby Downs granitinin tepe kısımları içinde bir breş kompleksinde yer alır. Bu granit K, U ve Th'ca zenginleşmiş A tipi veya anorojenik bir granittir (Şekil 3.1.1). Cevherleşme genel olarak biri olası magmatik kökenli, diğeri ise oksitlenmiş bir meteorik akışkan olmak üzere tamamen farklı iki akışkanın karışması ile ilişkilendirilir (Reeve vd., 1990; Oreskes ve Einaudi, 1992; Haynes vd., 1995; Johnson ve McCulloch, 1995).

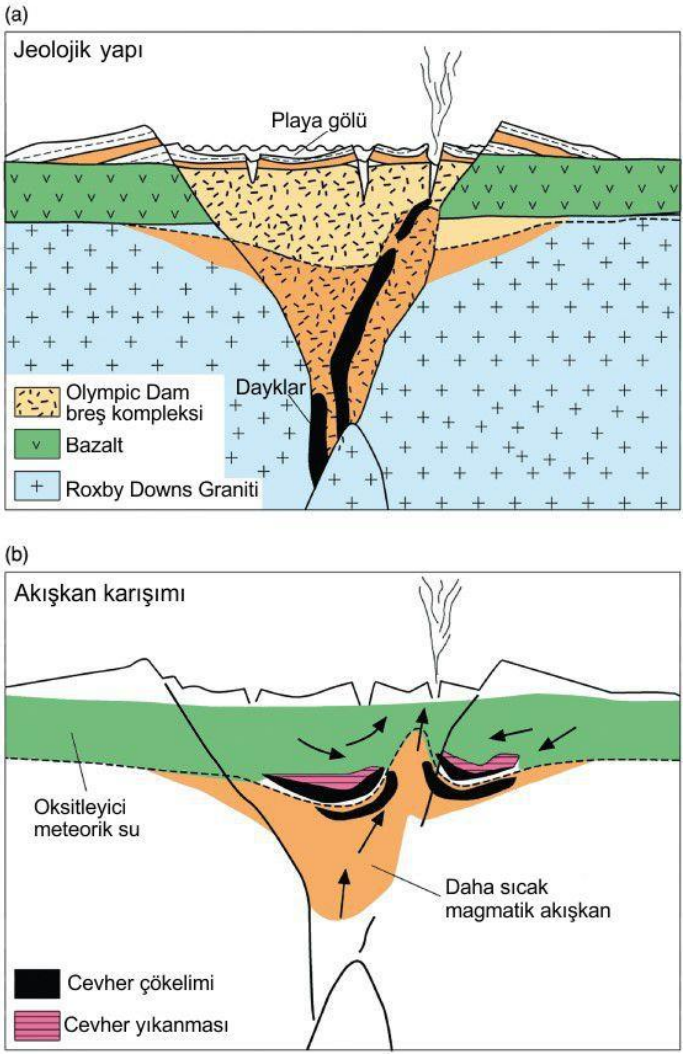
Cevherleşmeye ev sahipliği yapan breşler volkanik kırıntılar, tortul kayalar ve masif sülfit cevheri ve çoğunluğu granitik veya hematitik çeşitli parçalardan oluşur. Breşler demirce son derece zengin olup, hematit ve az miktarda manyetitten oluşan devasa bir demir kaynağı içerirler. Kalkosin, bornit, kalkopirit, piçblend, argentit, altın ve çeşitli nadir toprak elementleri (NTE) mineralleri içeren polimetalik cevherleşme hematitik breş ile yakından ilişkilidir (Oreskes ve Einaudi, 1990). Tüm breşler yaklaşık olarak Roxby Downs granitiyle aynı yaşta olan mafik ve felsik dayklar tarafından



Şekil 3.1.1 Olympic Dam maden yatağının basitleştirilmiş yeraltı jeolojik haritası (Haynes vd., 1995'den).

kesilmektedir. Bu da magmatizma, breşleşme ve cevherleşmenin genel olarak yaşıt olduğunu gösterir (Johnson ve Cross, 1991).

Olympic Dam'de cevher oluşumu (Solomon ve Groves, 1994) patlamalı bir volkanik aktiviteye ve erken bir breşleşmeye yol açan, üretken A tipi granitin yüksek seviyeli sokulumu ve buna eşlik eden sıvı ayrımlaşması ve kaynamasıyla başlamıştır. Burada yer alan akışkanın magmatik kökenli ve orta derecede oksitleyici olduğu anlaşılmaktadır. Aynı zamanda Fe'ce zengindir ve NTE içeren minerallerin yanı sıra erken nesil manyetit de oluşmuştur. Magmatik sistemin soğuması daha sonra yeraltı suyunun aşağı çekilmesine neden olmuş (belki de çökeltinin üzerindeki bir tuzlu playa gölünden türemiştir; Haynes vd., 1995), bu da freatik patlamalı aktiviteye, daha fazla breşleşmeye ve hematit çökelmesine yol açmıştır. Hematit breşleri ve polimetalik cevherleşme arasındaki mekânsal ilişki düşük sıcaklıkta, oldukça oksitleyici, meteorik bir akışkanın, muhtemelen granitten veya üzerini örten volkanik kayalardan veya her ikisinden önemli miktarda Cu, Fe ve U'nun çözünmesi ve taşınmasında rol oynadığını göstermektedir. Bu akışkan daha az oksitlenmiş magmatik çözeltilerle (indirgenmiş kükürt türleri içeren) karşılaşmış ve karışmış, metal-ligand komplekslerini kararsız hale getirmiş ve demir oksitlerle birlikte metal sülfitlerin çökelmesine neden olmuştur. Şekil 3.1.2'de akışkanlar arasındaki ara yüzeyde meydana gelen cevher çökelmesiyle, farklı kabuk seviyelerinde temelde farklı iki akışkan türünün varlığını gösteren bir model görülmektedir. Akışkan dolaşımının ve karışımının önemli bir süre boyunca dönemsel olarak devam ettiği, belki de granitin kısmen yüksek radyoaktif element (K, U, Th) içeriği ve sonuçta ortaya çıkan radyoaktif bozunma tarafından üretilen ısı tarafından uyarıldığı öngörülmektedir. Cevher oluşum sürecinin uzun ömürlülüğü, cevher yatağının karmaşıklığı ve muazzam boyutu ile uyumludur.



Şekil 3.1.2 Olympic Dam yatağının oluşumu için jeolojik model. Jeolojik ortam ve olası magmatik kökenli daha alt seviyelerde daha sıcak ve orta derecede oksitleyici bir akışkanın ve üst seviyede tuzlu ve oldukça oksitleyici meteorik akışkanın dağılımı (a)'da görülmektedir. Yükselen sıcak su bulutları ile birlikte meteorik akışkanın çekilmesi, akışkanların karışmasını ve (b)'de gösterildiği gibi metal çökelmesini teşvik eder (Haynes vd., 1995'den).

Cevher oluşumunda karışmış sıvıların önemini gösteren başka bir örnekte, kıtasal rift ortamları ile ilişkili tortul kayaların ev sahipliği yaptığı maden yataklarının meteorik ve konne veya havza akışkanların karışımının ürünü olduğu öne sürülmüştür. Salton Denizi jeotermal sisteminin aktif cevherleşme sistemlerini (bkz. aşağıda Alt Bölüm 3.7) analog olarak kullanan McKibben vd. (1988) temelde taban kökenli yüksek tuzluluğa sahip suların daha düşük sıcaklık ve tuzluluktaki derinlere süzülen meteorik sularla karışmasının, ilk bahsedilen tuzlu sulardan metal çökelmesini teşvik etmek için geçerli bir mekanizma olabileceğini öne sürmüşlerdir. Bu tip modelin, Orta Afrika bakır kuşağında (Copperbelt) tabakalı Cu-Co cevherleri ile Mount Isa'nın tortul eksalatif (SEDEX) Zn-Pb cevherleri ve Doğu Avustralya'daki Broken Hill gibi konak kayası tortul olan birkaç maden yatağına uygulanabileceği öne sürülmüştür (McKibben vd., 1988; McKibben ve Hardie, 1997).

Farklı sıcaklık, pH ve redoks özelliklerine sahip iki akışkanın karışması çeşitli kabuksal ortamlarda cevher oluşumu için geniş bir uygulanabilirliğe sahip olabilecek bir süreçtir. Bir diğer önemli örnek Kutu 3.1'de açıklanan Olympic Dam yatağıdır.

3.5.1.5 Akışkan/Kaya Reaksiyonları (pH ve Eh Kontrolleri)

Hidrotermal cevherleşme süreçlerinin yaygın bir göstergesi, akışkan kanalının içinde ve çevresinde alterasyon mineral topluluklarının gelişmesidir. Akışkanlar ve yan kayalar arasındaki reaksiyondan kaynaklanan alterasyon hem cevher oluşum araştırmalarında hem de kabuktaki metamorfik ve metasomatik (kütle transferi) süreçlerin anlaşılması için kapsamlı olarak incelenen karmaşık bir süreçtir. Ortam akışkan özelliklerini özellikle asitlik (pH) ve redoks durumu açısından değiştiren başka bir süreç olduğundan, bir akışkan ile yan kaya arasında meydana gelen etkileşim, metal çökelmesini teşvik eder. Metal çökelmesini kontrol eden faktörleri açıklayan reaksiyonlar yukarıda alt bölüm 3.5.1'de sunulmuştur. pH ve redoks durumundaki değişikliklerin, örneğin altın çözünürlüğü üzerindeki etkilerinin ölçülmesi, baskın $Au(HS)_2^-$ kompleksi ve daha az derecede önemli $AuCl_2^-$ kompleksi için hesaplanan altın çözünürlük konturlarının gösterildiği şekil 3.13'te sunulmuştur. Eşitlik (3.4)'deki reaksiyona benzer bir oksidasyon olayına maruz kalan A'daki gibi indirgenmiş, nötür bir akışkan Şekil 3.13'teki oksidasyon eğilimi ile gösterildiği gibi, $Au(HS)_2^-$ çözünürlüğünü önemli ölçüde azaltacaktır. Bu da neredeyse kesinlikle akışkandan önemli miktarda Au çökelmesi ile sonuçlanacaktır. Benzer şekilde, akışkan pH'sinde yaklaşık 7'den 3'e bir azalma da altın çözünürlüğünde bir azalmaya ve metalin çökelmesine neden olacaktır. Orojenik altın yataklarının genellikle altının bir $Au(HS)_2^-$ kompleksi olarak taşındığı nispeten indirgenmiş, düşük tuzluluk oranına sahip H_2O-CO_2 akışkanlarıyla ilişkili olduğunu belirtmek yerinde olacaktır. Bu sistemde her yerde bulunan CO_2'in önemi sık sık sorgulanmış ise de, şu anda öne sürüldüğü gibi (Phillips ve Evans, 2004) asıl rolünün pH'yi nötür seviyelerde tutan ve böylece altın çözünürlüğünü uygun hale getiren kimyasal bir tampon olması olduğu öne sürülmüştür (Şekil 3.13).

Daha önce açıklandığı gibi, metal-klorür komplekslerinden cevher çökelmesi tamamen farklı koşullar altında meydana gelebilir. Şekil 3.13'te, Au'ın $AuCl_2^-$ kompleksinin stabil olduğu, B'deki gibi oksitlenmiş, asidik bir akışkandan çökeltilmesinin, en iyi pH'yi artırarak (belki de alterasyon sırasında H^+ tüketerek) veya indirgenme (belki sülfatın sülfite indirgenmesinden kaynaklanır) yoluyla elde edilebileceği açık bir şekilde görülmektedir.

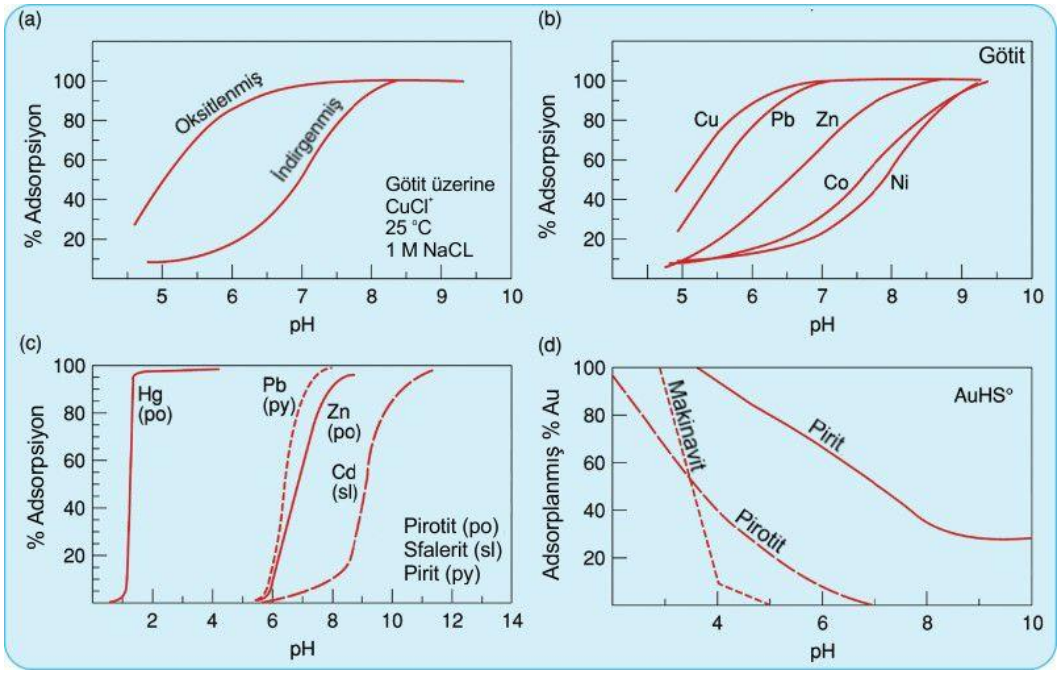
Alterasyon ve hidrotermal cevher oluşum süreçleri arasındaki ilişki çok önemlidir. Bu nedenle, konu aşağıda alt bölüm 3.6'da ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Bu alt bölümde akışkan/kaya reaksiyonları ile maden akışkanlarından metallerin çökelmesi arasındaki bağlantı da değerlendirilmiştir.

3.5.2 Adsorpsiyon

Metal çökelmesinin genel olarak hâkim akışkan özelliklerindeki değişiklikler ve buna eşlik eden denge çözünürlüğündeki azalmayla tetiklendiği düşünülse de, bazı cevherlerin metalin mevcut bir mineral yüzeyi üzerine adsorbe edilmesiyle oluştuğu açıktır. Adsorpsiyon yoluyla metal çökelimi derişimleri doyma seviyelerinin altında olan akışkanlardan meydana gelebilir ve bu nedenle işlem, belirli cevher oluşturan ortamlarda önemli olabilir. Adsorpsiyon çözeltideki bir iyonun temas halinde olduğu bir katının (veya mineralin) yüzeyine yapışması olarak tanımlanır. Süreç, bir mineral yüzeyinin metal katyonların her zaman O_2^- veya S^- gibi anyonlarla tam olarak koordine edilmemesinden kaynaklanan yük dengesizlikleri içerebilmesi nedeniyle oluşur. Bir mineral yüzeyi üzerindeki yüksek yük yoğunluğuna sahip alanlar (pozitif veya negatif), zıt yüklü iyonların adsorpsiyonunun meydana gelmesinin muhtemel olduğu yerleri temsil eder. Yüksek yük yoğunluğuna sahip

bölgeler kafes yapıları kusur bölgeleri, kırılma düzlemleri ve iz element yer değiştirme zonları gibi özelliklerle temsil edilir. Genel olarak asidik bir çözelti (yani yüksek H^+ aktivitesi) ile temas halindeki bir mineral yüzeyi bol miktarda pozitif yük içerecek ve muhtemelen anyonik kompleksleri adsorbe edecektir. Tersine, bir alkali çözelti ile temas halindeki bir mineral yüzeyi (yüksek bir OH aktivitesi ile) fazla miktarda negatif yük eğilimi gösterecek ve katyonları adsorbe edecektir.

Deneysel çalışmalar farklı metallerin bir dizi silikat, oksit ve sülfit mineralinin yüzeyine adsorbe edilmesinin bir maden yatağı oluşturmanın etkili bir yolu olabileceğini göstermiştir. Çeşitli parametreler adsorplayabilirliği etkiler ve bunlardan en önemlileri, adsorblayanın yüzey alanı ve yüzey özellikleri ile çözeltinin pH'sidir (Rose ve Bianchi-Mosquera, 1993). Sıcaklık adsorpsiyon üzerinde ters bir etkiye sahiptir ve bu nedenle adsorpsiyon genellikle düşük sıcaklıklarda gerçekleşen bir olgudur. İnce taneli kil partiküllerinin yanı sıra diatomlu toprak gibi hacim başına yüzey alanı yüksek olan diğer malzemeler çok etkili adsorblayıcılardır ve endüstriyel atıklardan toksik maddelerin filitrelenmesinde ve temizlenmesinde yaygın olarak kullanılırlar. Bununla birlikte, cevher çökelimi ile ilgili olarak, metallerin hidrotermal akışkanlardan adsorpsiyonunda önemli rol oynayanlar oksit ve sülfit mineralleridir. Çoğu metaller doğada katyonik bileşikler oluşturduğundan, bunun sonucu olarak adsorpsiyon, çözelti pH'sindeki bir artışla desteklenecektir. Bu eğilim Cu'ın götit



Şekil 3.16 (a) Bakırın oksitleyici ve indirgenmiş koşullar altında götit üzerine CuCl+ olarak ve (b) götit üzerine çeşitli geçiş metalleri için pH'ye karşı yüzde adsorpsiyon grafikleri. Her iki durumda da çözeltiler 25 °C ve 1 M NaCl'dedir (veriler Rose ve Bianchi-Mosquera,1993'den alınmıştır). (c) Çeşitli mineral sülfit substratlarına göre farklı metaller için pH'ye karşı yüzde adsorpsiyon grafikleri (Jean ve Bancroft, 1986'dan). (d) AuHS olarak altının pH'nin bir fonksiyonu olarak farklı sülfit mineralleri üzerine adsorpsiyon yüzdesi. Çözeltiler 25 °C ve 0,1 M NaCl'dedir (Widler ve Seward, 2002'den).

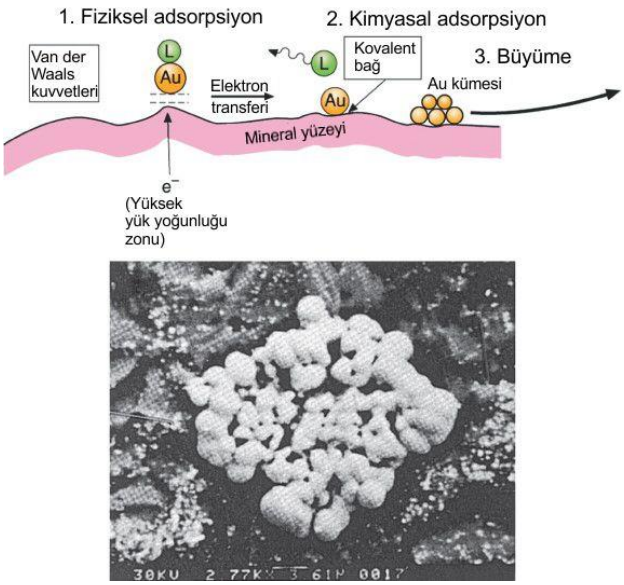
[FeO(OH)] üzerinde deneysel olarak türetilen adsorpsiyon etkinliğinin oksitleme ve indirgeme koşulları için grafiğe döküldüğü şekil 3.16a'da görülmektedir. Konak kayası red-bed olan tabakalı bakır yataklarının oluşumunda olduğu gibi, oksitleyici koşullar altında (bkz. Kutu 3.6) bakır, $CuCl^{+}$ içeren çözeltiden 6'dan büyük pH'de çok verimli bir şekilde adsorbe edilecektir (Rose ve Bianchi-Mosquera 1993). Daha indirgeyici koşullar altında Cu sadece daha alkali koşullar altında verimli bir şekilde adsorbe edilir. Cu'ya benzer davranış Pb, Zn, Co ve Ni gibi diğer metaller tarafından sergilenmektedir (Şekil 3.16b). Ancak, verimli adsorpsiyonun başlangıcının farklı pH değerlerinde gerçekleştiği açıktır. Deneyin belirli oksitleme koşulları altında metaller artan pH ile Cu, Pb, Zn, Co, Ni sırasına göre adsorbe olur. Örneğin, yan kayası değişikliğinin neden olduğu bir asit nötralizasyon eğilimi boyunca gelişen hidrotermal bir çözeltide (bkz. aşağıda Alt Bölüm 3.6) ardışık adsorpsiyon bir cevher yatağında metal zonlanmasına neden olabilir.

Metal adsorpsiyon verimliliği belirgin bir şekilde pH'ye duyarlı olup, yüzey OH^{-}'i ile ilişkili yük dağılımının varlığı buna aracılık eder. Deneysel veriler adsorpsiyon verimliliğinin dar bir pH artış aralığında keskin bir şekilde artabileceğini göstermektedir. Diğer yandan, adsorpsiyon verimliliği mineral yüzey tipinden çok fazla etkilenmez. Oksitleyici koşullar altında iyi bir adsorblayıcı olan götite ek olarak (Şekil 3.16a, b) sülfit mineralleri de daha indirgeyici ortamlarda metalleri yüzeylerine çekerler. Genellikle, S^{2-} varlığına bağlı olarak negatif bir yüzey yükü ile tanımlanır (Shuey, 1975). Jean ve Bancroft (1986) Hg, Pb, Zn ve Cd gibi metallerin kapsamlı adsorpsiyonunun alkali koşullar altında pirit, pirotin ve sfalerit gibi fazlar üzerinde gerçekleşebileceğini göstermiştir (Şekil 3.16c). Aslında cıva, neredeyse tüm pH aralığı boyunca sülfit mineral yüzeylerine kolayca adsorbe edilir.

İlginç bir şekilde, altının (AuHS olarak) sülfit mineralleri tarafından çözeltiden adsorpsiyonunun baz metallerin tersine bir davranış modeli sergilemesidir. Widler ve Seward (2002) Au'ın pirit ve pirotin gibi fazlara en etkili adsorpsiyonunun asidik koşullar altında gerçekleştiğini ve nötürden alkaliye pH aralıklarında adsorplamada belirgin bir düşüş olduğunu göstermiştir (Şekil 3.16d). Bu eğilimin nedeni, AuHS kompleksinin kendisinin sadece düşük pH'de kararlı olması, buna karşın nötür ila alkali koşullar altında negatif yüklü $Au(HS)_2^-$ kompleksinin stabil olmasıdır. Negatif yüklü bir kompleks negatif yüklü bir mineral yüzeyi tarafından itileceğinden, pH arttıkça adsorpsiyon azalacaktır.

Metal adsorpsiyonunun gerçekleştiği süreç karmaşıktır. Jean ve Bancroft (1985) ve Knipe vd. (1992) şekil 3.17'de şematik olarak gösterilen iki aşamalı bir süreç önermişlerdir. Adsorpsiyonun metal-ligand kompleksinin mineral yüzeyinde zayıf van der Waals kuvvetleri tarafından gevşek bir şekilde tutulduğu fiziksel adsorpsiyon (veya fizi-sorpsiyon) ile başlatıldığı düşünülmektedir. Bu ilk aşamada yük aktarımı yoktur. İşlemin ikinci aşaması kimyasaldır (kemi-sorpsiyon) ve indirgeme veya elektron kazancı ve metal iyon ile mineral substrat arasında kovalent benzeri bağların oluşumu ile desteklenir. Adsorbe edilmiş metal atomları yüksek yük yoğunluğu olan yerlerde kümeler oluşturmak üzere mineral yüzeyi boyunca yayılabilir (Şekil 3.17). Kümenin daha fazla büyümesi ya elektrokimyasal çökelme ile ya da daha önce oluşturulmuş metal çekirdekler etrafında geleneksel çökelme ile gerçekleşebilir.

Pek çok sülfit minerali iyi birer metal adsorblayıcılarıdır. Bu gerçek farklı maden yatağı tiplerinin oluşumunda açıkça önemli bir etkiye sahiptir. Cevher oluşturan ortamlarda metal çökeltme işlemi olarak adsorpsiyon, önemi açısından büyük ölçüde hafife alınmış



Şekil 3.17 Metal iyonlarının bir mineral yüzeye adsorbe edilmesiyle ilgili adımları gösteren diyagram. Bu durum zayıf Van der Waals kuvvetleri tarafından negatif yüklü bir sülfit minerali yüzeyine başlangıçta fiziksel adsorpsiyonla ve ardından daha güçlü bir bağlanma oluşturmak üzere kimyasal adsorpsiyon ve kovalent benzeri bağlanma ile yapışan bir altın ligand (Au - L) kompleksini ele almaktadır. Adsorbe edilmiş altın iyonları alttaki SEM görüntüsünde (ek) gösterilenler gibi kümeler oluşturmak için yüzey boyunca yayılabilir. Metal birikimi bölgesinde daha fazla büyüme pirit veya arsenopirit gibi sülfit taneciklerine yapışan ayrık altın parçacıklarının oluşmasına neden olabilir (Jean ve Bancroft, 1985 ve Knipe vd., 1992'den. Resim Jean ve Bancroft, 1985'den).

olabilir. Zehirli metallerin çeşitli farklı substratlar üzerine adsorpsiyonu, metal kirlenmesiyle mücadelede çevresel bir araç olarak giderek daha önemli hale gelecektir. Bu nedenle gelecekte daha ayrıntılı çalışılması garanti gibi görünmektedir.

Son bir nokta olarak, mineral yüzeylerindeki yük dengesizliklerinin birçok doğal malzemenin yarı iletken olarak hareket etmesine neden olduğu unutulmamalıdır. Örneğin, sülfit minerali yüzeyleri hem n tipi (negatif veya elektrona doymuş) hem de p tipi (pozitif veya elektron tüketmiş) yarı iletkenler (Shuey, 1975) olarak bulunur ve bu durum metal çökeltisini bu yüzeyler üzerinde yukarıda açıklandığı gibi etkiler.

3.5.3 Biyolojik Ortamda Metal Çökelme Süreçleri

Prekambriyen döneminin sonundan bu yana tüm yüksek yaşam formlarının evrimi, hücrelerin kabuklar, dişler ve kemikler oluşturmak üzere silika, kalsiyum ve fosfor gibi inorganik metallerle kimyasal olarak etkileşime girme yeteneği ile şekillendirilmiştir. Mikroorganizmaların çeşitli diğer metallerle etkileşimi de diyajenetik ve hidrotermal süreçler sırasında otijenik mineral fazların oluşumu için önemlidir. Biyocevherleşme kavramı özellikle bantlı demir oluşumları, VMS-SEDEX cevherleri, fosforitler ve Cu ile Au'ın süperjen zenginleşmeleri gibi yatak türleri açısından cevher oluşumunda önemli bir süreç olarak giderek daha fazla kabul görmektedir. Aşağıdaki alt bölümde biyocevherleşmenin temel ilkeleri ve cevher oluşturma süreçlerinin önemi kısaca ele alınmıştır.

Yaşamın temelde prokaryotlar ve ökaryotlar olarak ikiye ayrılması yirminci yüzyılın ortalarında hücre mikrobiyolojisinin anlaşılmasında gelişmelerle birlikte ortaya çıkmıştır (Patterson, 1999). Prokaryotlar fosil kayıtlarında ilk göründüklerinde 4,65 milyar yıl ile 3,5 milyar yıl arasında bir aşamada gelişen, daha ilkel mikroorganizmalar ve Dünya'daki atasal yaşam formlarıdır. Bunlar, Bakteriler ve Arkealar olmak üzere iki âleme bölünebilen tek hücreli mikroorganizmalardır. Arkealar volkanik sıcak su kaynakları ve okyanus tabanı hidrotermal bacaları (termofiller) veya hipersalin evaporitik sular (halofiller) gibi uç ortamlarda bulunabilir ve beslenmek için

hidrojen ve kükürt bazlı kimyasal reaksiyonlardan elde edilen enerjiyi içeren olağandışı metabolik yolları kullanabilirler. Bakteriler dünyadaki hemen hemen her ekolojik yaşam alanında bulunan çok çeşitli mikroorganizmaları içerir. Bakteriler birçok farklı işlevi yerine getirirler. Bazıları fermentatif (*Escherichia coli*) iken diğerleri ya oksijen metabolizması için enzimler içerir (yani aerobiktirler) veya bu tür enzimlerden yoksundur (anaerobik).

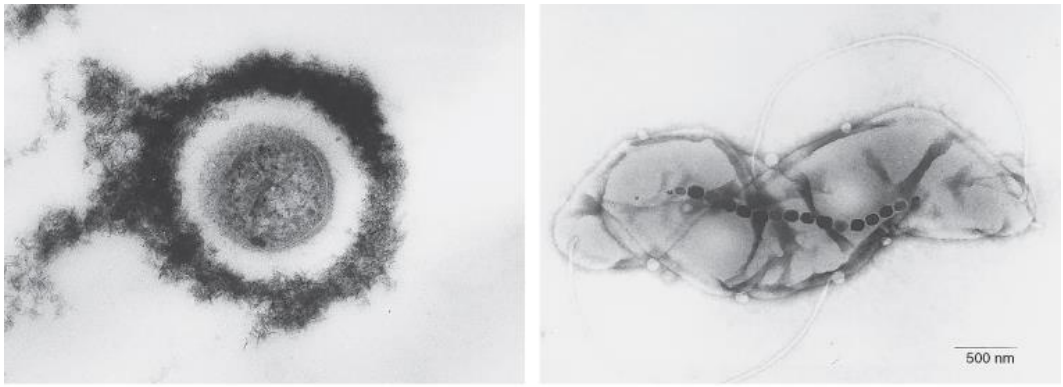
Ökaryotlar prokaryotlardan evrimleşmiştir. Ayrı bir çekirdek, kromozomlar ve hücre bölünmesinin (mitoz ve mayoz) ve cinsel üremenin belirgin döngüleri dâhil olmak üzere çok daha karmaşık hücresel yapılar içerirler. Muhtemelen Paleoproterozoyik dönemlerde ortaya çıkmışlar ise de biraz daha erken de oluşmuş olabilirler (Patterson, 1999). Neredeyse tamamı aerobiktir ve oksijeni kendi hücre çekirdeğinden farklı ve prokaryotik DNA'ya daha çok benzeyen DNA içeren yarı otonom kimyasal varlıklar olan mitokondri adı verilen hücre içinde ayrı paketler halinde metabolize ederler. Bu durum aerobik bakterilerin (yani mitokondri) ilkel ökaryotik varlıklara simbiyotik olarak dâhil edilmesiyle daha gelişmiş hücresel yapıların evrimleştiği iddiasına yol açmıştır. Tüm yüksek yaşam formları (Animalia, Plantae, Fungi ve Protista âlemleri) esasen ökaryotik hücrelerden oluşurlar.

3.5.3.1 Biyocevherleşme

Metallerle kimyasal etkileşime girme kapasitesi çoğu mikroorganizmanın doğasında bulunan bir özelliktir. Çeşitli otijenik mineral fazlarının oluşumunda mikroorganizmalar tarafından yapılan aracılık "biyocevherleşme" olarak adlandırılır ve bu sürecin cevher oluşumu için önemli sonuçlar doğurur. Başlıca hayvan grupları Kambriyen patlaması sırasında oluşumlarından kısa bir süre sonra biyocevherleşmeyi bir "yaşam tarzı" olarak birleştirmiştir. Bu süreç, daha gelişmiş yaşam formlarının dış iskelet, dişler ve nihayetinde iç kemiklerin (omurgalılar) geliştirmesine olanak sağlamıştır. Bununla birlikte, biyocevherleşmenin Kambriyen Dönemi'nden çok önce meydana geldiği açıktır ve bakterilerde manyetit oluşumunun (manyetotaktik bakteri olarak adlandırılır) bu sürecin genetiğini daha yüksek yaşam formlarında çözmek için atalara ait bir şablon oluşturabileceği öne sürülmüştür (Kirschvink ve Hagadorn, 2000). Cevher oluşumu sırasında metallerin biyolojik olarak aracılık vasıtasıyla çökelmesiyle bağlantılı birçok süreçte bakteri âleminin rol oynadığı görülmektedir.

Biyocevherleşme iki şekilde gerçekleşir (Lowenstam, 1981; Konhauser, 1998, 2003). İlki "biyolojik olarak indüklenen biyocevherleşme" olarak adlandırılır ve minerallerin mikroorganizmaların yakın çevrelerindeki aktivitesinin bir sonucu olarak oluştuğu durumları ifade eder. İkinci süreç, mikroorganizmanın ya hücre içinde (elementlerin hücre duvarından yayıldığı yerde) ya da hücre ile çevresi arasındaki ara yüzde inorganik materyal alımını doğrudan kontrol ettiği "biyolojik olarak kontrol edilen biyocevherleşmedir". Bu iki süreç, özellikle birçok cevher oluşum ortamıyla ilgili olan demir için aşağıda kısaca açıklanmıştır.

Biyolojik olarak indüklenen biyocevherleşme inorganik kimyasal sistemlerde metal çökelmesini yöneten aynı denge ilkeleri tarafından kontrol edilir. Mikroorganizmaların metabolizması yakın çevrelerindeki sulu çözeltilerin özelliklerini (yani pH, Eh) etkiler ve çözünürlük ürünlerinin bir fonksiyonu olarak otijenik minerallerin çökelmesini teşvik edebilir. Daha da önemlisi, iyonize hücre yüzeyleri adsorpsiyonla ilgili önceki bölümde tartışılana çok benzer şekilde mineral çekirdeklenmesini indükleyebilir. Oluşan fazlar mikroorganizmanın içinde bulunduğu sulu çözeltinin bileşimini yansıttığı



Şekil 3.18 (a) Hücre duvarlarını ornatan amorf demir hidroksit içeren bakteri hücresi ve (b) mikroorganizmanın boyuna ekseni boyunca gelişen bir manyetit kristal zincirini gösteren manyetotaktik spirillum bakterisinin mikrofotoğrafları (Fotoğraf izni: Kurt Konhauser ve Dennis Bazylinski).

için, çok çeşitli farklı mineraller biyolojik olarak indüklenebilir. Demir hidroksit [veya ferrihidrit $Fe(OH)_3$] çeşitli farklı ortamlarda oluşan en yaygın biyominerallerden biri olup, genellikle diyajenez sırasında götit ve hematit gibi daha kararlı fazlara dönüşür. Demirin çökelmesi hücre duvarlarının Fe boyamasından (Şekil 3.18a) küçük (< 100 nm) demir hidroksit tanelerinin çekirdeklenmesine ve sonunda bakteri kolonilerinin inorganik otijenik fazla yer değiştirmesine kadar ilerleyen aşamalarda meydana gelir (Konhauser, 2003). Leptothrix ochracea'nın yanı sıra Crenothrix, Clonothrix ve Metallogenium cinsi olmak üzere pasif olarak hücre duvarlarına ferrik demir çökelmesini indükleyen bir dizi bakteri vardır. Deniz hidrotermal baca alanları bol miktarda demir biriktiren mikrobiyal popülasyonlarla tanınmaktadır. Ayrıca, Prekambriyen okyanusların hem ferrik demiri hem de silikayı bağlayabilen bakterilerle tanındığı ve bunun biyolojik olarak aracılık edilen sürecin bantlı demir oluşumlarına katkıda bulunduğu öne sürülmüştür (bkz. Bölüm 5). Günümüz yüzey ortamında Thiobacillus ferrooksidans bakterisi sülfit mineralli maden yatakları ve madenlerinden asit maden drenajının oluşumu sırasında çevresel etkileri olan düşük pH çözeltileri oluşturarak ferröz demiri oksitleme yeteneğine sahiptir. Asidik maden drenajı ile ilgili temel sorun Eşitlik (3.5) ile ifade edildiği gibi çok asidik çözeltilerde sülfat ve toksik kararsız metallerin üretilmesidir:

$$FeS_2 + 8H_2O \leftrightarrow Fe^{+2} + 2SO_4^{-2} + 16H^+ \qquad (3.5)$$

Biyolojik olarak kontrollü biyocevherleşme mikroorganizmanın gereksinimlerine özgü iyonların yayıldığı, böylece doygunluğa ulaşılana kadar derişimlerin arttığı lokalize koşullar yarattığı, hücre içinde bir alan yaratılmasıyla karakterize edilir. Bu nedenle, mikroorganizmayı çevreleyen sulu ortam aynı fazı çökeltemese bile mineraller oluşabilir. Bu süreç, örneğin manyetotaktik bakteriler içindeki manyetit kristallerinin doğrusal dizilerinin oluşumundan sorumludur (Şekil 3.18b). Bu durum onların tercih edilen redoks ortamlarına gitmelerini sağlar. Bu durumda, metalin başlangıçta ferrik demir olarak alımı gerçekleşir, ardından hücre içinde ferros formuna indirgenir ve magnetit içeren zara taşınmadan önce gerçekleşir. Fosil manyetotaktik bakteriler 2 milyar yıllık Gunflint Demir Formasyonu'ndan

tanımlanmıştır; kontrollü bir biyocevherleşme için en eski kanıtı temsil eder.

Cevher oluşumu açısından birçok bakterinin oynadığı rol, çözünür metallerin çözünmeyen oksit fazlarına oksidasyonunu katalize etmektir. "Sülfat indirgeyici bakteri" (SİB) olarak adlandırılan belirli bir anaerobik bakteri grubu cevher oluşumuna farklı bir şekilde katkıda bulunur. *Desulphovibrio desulphuricans* gibi SİB, çözünmüş sülfit (HS^- veya H_2S) üreten bir işlem olan bir elektron alıcısı olarak sülfatı kullanarak organik molekülleri oksitlemektedir. Diyajenezde sülfür diğer metaller veya minerallerle reaksiyona girerek ya doğrudan cevherleşmeye dahil olan sülfit fazları oluşturur ya da daha sonraki cevher oluşturma süreçlerinin öncüllerini oluşturur. Bu düşük sıcaklık süreçleri pirit (makinavit ve greigit yoluyla) ve ayrıca nikel, kurşun ve çinko sülfitler (Konhauser, 2003) dâhil olmak üzere birçok farklı sülfit mineralinin oluşumuyla sonuçlanabilir. Güncel bir ortamda SİB kirliliğin mikrobiyal arıtımında ve asidik maden drenajında faydalı olabilir. Yukarıdaki Eşitlik (3.5) ile ilgili olarak SİB daha sonra kararsız toksik metallerle reaksiyona giren ve stabilize eden sülfit oluşturmak üzere sülfatın indirgenmesini katalize edecektir. Bu reaksiyonlar sırasında yaygın olarak bir bikarbonat iyonu (HCO_3^-) üretilir ve bu, daha önce asitli suları nötürleştirme etkisine sahiptir. Bu tür biyolojik arıtma, hem asidik hem de metal toksik suların temizlenmesi gereken birçok işlemin temelini oluşturur.

Biyocevherleşme demirle ilgili olanlar dışında diğer birçok cevher oluşum ortamlarına da önemli ölçüde uygulanabilir bir süreçtir. Mangan, demir gibi biyojenik olarak çökeltilen, redoksa duyarlı başka bir elementtir. Birnesit ve vernadit gibi manganlı oksitler bakteri varlığında oluşan ana fazlardır. Okyanus tabanındaki bakteriyel Mn ve Fe derişimlerinin mangan yumrularının oluşumunda etkili olduğu öne sürülmüştür (bkz. Bölüm 5). Fosfat bakımından zengin tortuların oluşumu, en azından kısmen biyojenik ortam ile bağlantılı olup, siyanobakteri kalıntılarının yerini alan apatit büyümeleri gözlenmiştir. Avustralya'nın doğu kıyısı boyunca oluşan büyük ölçekli fosfat yatakları (fosforitler; bkz. Bölüm 5) deniz suyu fosforunun bentik bakteriler tarafından aşamalı olarak asimilasyonuna bağlanmıştır (Konhauser, 2003). Epitermal altın yataklarının üstündeki yaygın silisli sinterleri oluşturan amorf silika da çeşitli bakteri cinslerinin varlığına bağlanmaktadır. Bu bakterilerin lifleri silisifikasyon için çekirdeklenme bölgeleri olarak işlev görür. Siderofil metaller (Au ve Pt) özellikle plaser ve lateritik ortamlarda külçelerin oluşumu ile ilgili olarak, biyojen ortamla ilişkili derişime de uygundur (Watterson, 1991; bkz. Bölüm 4). Bakterilerin metal derişimindeki rolünün daha etkileyici gösterilerinden biri, İrlanda'da dünya çapındaki Navan yatağından sfalerit ve galen cevherlerinin kükürt ve kurşun izotop analizlerinden elde edilmiştir. Ornatma ve epijenetik dokusal özellikler göstermesine rağmen, Silvermines'la ilgili bir yatakta piritleşmiş solucan tüplerinin gözlenmesi (Boyce vd., 1999) İrlanda tipi Zn-Pb-Ba cevherlerinin en azından deniz tabanındaki sinjenetik hidrotermal baca ile kısmen ilişkili SEDEX tipleri olduğunu göstermiştir (bkz. Alt Bölüm 3.8.2). İzotop çalışmaları Navan'daki sülfitlerin yaklaşık %90'ının Karbonifer deniz suyu sülfatının bakteriyel indirgenmesinden kaynaklandığını göstermektedir (Fallick vd., 2001). Yeterli miktarda indirgenmiş sülfür olmadan Navan yatağının mevcut boyutlarına ulaşamayabileceği ileri sürülmektedir. Bu da biyolojik katkılı cevher oluşum süreçlerinin önemini vurgulamaktadır.

Bakteriyel biyocevherleşme hem yaşamın kökeni ve evrimi hem de diyajenetik ve hidrotermal ortamlarda çok çeşitli otijenik minerallerin oluşumu için etkileri olan önemli bir süreçtir. Cevher oluşum süreçleri açısından rolü muhtemelen yeterince vurgulanmamıştır ve bu durum gelecekte verimli bir araştırma alanı olabilecek gibi görünmektedir.

3.6 Akışkan-Kaya Etkileşimi: Hidrotermal Alterasyona Giriş

Sıcak akışkanların yerkabuğundaki hareketlerine her zaman hidrotermal alterasyon eşlik eder. Alterasyon, ilksel kaya bileşiminin yanı sıra, sistemden geçen akışkanın özelliklerini ve miktarını yansıtan yeni bir mineral topluluğuyla gözlenir. Alterasyon zonları hidrotermal akışkanların yerkabuğu boyunca izlediği yolları gösterir ve birçok maden yatağı türünün araştırılmasında kılavuz rolü üstlenir. Hidrotermal alterasyonun niteliği, cevher oluşumu ile ilişkili akışkanların özelliklerine dair bir gösterge sağlar. Alterasyonda yer alan kimyasal reaksiyonlar ile metal birikiminden sorumlu olan reaksiyonlar arasında genellikle yakın bir ilişki vardır. Bu nedenle, hidrotermal alterasyon özelliklerinin cevher oluşum süreçlerinin tanımlamalarına eşlik etmesi uygun olacaktır. Ancak, konu hayli karmaşık olup, aşağıdaki alt bölüm bu nedenle kısa tutulmuştur. Hidrotermal alterasyon ile ilgili fikirlerin evrimini açıklayan daha ayrıntılı bilgiler H.L. Barnes'in *Hidrotermal Maden Yataklarının Jeokimyası*'nın üç basımının ilgili bölümlerinde sunulmuştur (Meyer ve Hemley, 1967; Rose ve Burt, 1979; Reed 1997).

Geleneksel olarak, alterasyon en basit formunda hem hidrotermal akışkanın kendisini (esasen H^+ ve OH^- iyonlarına ayrılmış olan su) hem de sulu çözeltinin çözünmüş bileşenlerini içeren bir süreç olarak kabul edilmiştir. Bir sıvının varlığında gelişen hemen her kayada belirgin olan düşükten orta derecede yaygın, izokimyasal alterasyon büyük ölçüde hidroliz veya H^+ iyonu metasomatizması ile açıklanabilir (bkz. Bölüm 4, Alt Bölüm 4.2.2). Bu süreç basit kimyasal dengeler veya reaksiyonlala şeklinde gösterilebilir; ancak, bunların gerçek alterasyon süreçlerinin basitleştirilmiş halleri olduğu unutulmamalıdır. Örneğin, doğada bilinen en yaygın alterasyon biçimlerinden biri K-feldispatın su ile tepkimeye girerek muskovit veya serizit oluşturmasıdır. Bu reaksiyon şu şekilde ifade edilebilir:

$$\underset{\text{(k-feldispat)}}{1{,}5KAlSi_3O_8} + H^+ \leftrightarrow \underset{\text{(muskovit)}}{0{,}5KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{(kuvars)}}{3SiO_2} + K^+ \quad (3.6)$$

Bu reaksiyonda K-felidspatın muskovite dönüşmesi için sadece sulu bir çözelti içinde H+ iyonlarının bulunması yeterlidir. Reaksiyon, sisteme yeni bir bileşen eklenmesi gerekmediği için esasen izokimyasal bir reaksiyondur. Reaksiyon sağa doğru ilerlerse H^+ iyonları tüketilir ve akışkan daha az asidik hale gelir; K-feldispat tükenene kadar devam eder. Reaksiyon ayrıca alterasyon topluluğunun bir parçası olarak kuvars ve sulu çözelti içinde çözünmüş K^+ iyonları üretecektir. Eşitlik (3.6) ürünlerinin çözeltideki H^+ iyonları ile daha fazla reaksiyona girmesine izin verilirse ve sistem akışkan/kaya oranında bir artışa uğrarsa, muskovit aşağıdaki gibi kaolinit oluşturmak üzere reaksiyona girecektir:

$$\underset{\text{(muskovit)}}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + H^+ + 1{,}5H_2O \leftrightarrow \underset{\text{(kaolinit)}}{1{,}5Al_2Si_2O_5(OH)_4} + K^+ \quad (3.7)$$

Bu reaksiyon artan akışkan/kaya oranlarının bir takım mineral tamponları bozulduktan sonra kayayla devam eden reaksiyonla alterasyon mineralojisini nasıl değiştireceğini göstermektedir (yani reaksiyon durumunda K-feldspat tüketimi ile). Bununla birlikte, alterasyon zorunlu olarak sadece bir mineral reaktantın oluşumuyla sonuçlanmaz fakat genellikle bir fazlar topluluğu oluşturur. Örneğin, başlangıçta K-feldispat içeren aynı kayada meydana gelen plajiyoklaz aşağıdaki gibi pirofillit oluşturmak için çözelti içindeki H^+

iyonları ile reaksiyona girebilir:

$$2NaAlSi_3O_8 + 2H^+ \leftrightarrow$$
(plajiyoklaz)

$$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 + 2SiO_2 + Na^+ \quad (3.8)$$
(pirofillit) (kuvars)

Bu nedenle, basit bir mineral topluluğunun yalnızca su ile tepkimeye girmesi, sistem büyük ölçüde izokimyasal kalsa bile, çok bileşenli bir alterasyon topluluğunun oluşmasına neden olabilir. Sulu çözeltinin çözünmüş bileşenlerinin de alterasyona dâhil olduğu açık bir kimyasal sistem dikkate alınırsa, süreçler ve bunların ürünleri daha da çeşitlilik gösterecektir. Hidrojen iyonu metasomatizmasını tanımlayan yukarıdaki (3.6, 3.7, 3.8) reaksiyonlar tepkiyenler ve ürünlerin benzer toplam bileşimlerine sahip olduğu durumlarla ilgilidir. Her üç reaksiyon da asit-baz değişimini yansıtır. Çünkü, sulu bir H^+ iyonu tüketilir ve tepkiyenlerden gelen katyonlarla yer değiştirilir. Gelişen akışkanda sulu baz katyonlarının birikmesi, kendileri yan kaya ile reaksiyona girebileceklerinden, akış yönündeki değişimin doğası üzerinde bir etkiye sahip olacaktır. Bu tür bir alterasyon süreci katyon metasomatizması olarak bilinir. Katyon metasomatizması ile çok çeşitli alterasyon ürünleri oluşabilir. Bunların örnekleri aşağıdaki gibidir:

$$2NaAlSi_3O_8 + 4(Mg,Fe)^{+2} + 2(Fe,Al)^{+3}$$
(plajiyoklaz)

$$+ 10H_2O \rightarrow (Mg,Fe)_4(Fe,Al)_2Si_2O_{10}(OH)_8$$
(klorit)

$$+ 4SiO_2 + 2Na^+ + 12H^+ \quad (3.9)$$
(kuvars)

ve

$$3CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + 6H^+ + 4H_2O \rightarrow$$
(dolomit)

$$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 6H_2CO_3 + 3Ca^{+2} \quad (3.10)$$
(talk)

Reaksiyon (3.9)'da plajiyoklaz ile dengelenen bir akışkanda Mg, Fe ve Al katyonlarının varlığı kuvars çökelmesi ve önemli H^+ üretimi ile birlikte o mineralin kloritleşmesi ile sonuçlanacaktır. Bu tür bir reaksiyon hidroliz reaksiyonları durumunun tersine, ilerleyen alterasyon sırasında akışkanın daha asidik hale gelmesine neden olacaktır. Reaksiyon (3.10) katyon içeren sulu bir çözelti, talk gibi bir silikat minerali oluşturmak üzere dolomit gibi bir karbonat minerali ile etkileşime girdiğinde meydana gelen süreci gösterir. Silikasyon olarak bilinen bu süreç verimli granitlerin karbonat ana kayalarına sokulmasıyla skarn yataklarının oluşumu ile ilgilidir (bkz. aşağıda Alt Bölüm 3.6.1).

Alterasyon süreçlerine ilişkin daha güncel değerlendirmeler bunların sadece kimyasal denge açısından değil; aynı zamanda zamanla gelişen dinamik sistemler olarak da görülmeleri gerektiğini ileri sürmüştür. Çoğu jeolojik olayın zaman ölçeği göz önüne alındığında, kaya ve akışkan arasındaki dengenin sağlanması, en azından yerel ölçekte genellikle mümkündür. Bununla birlikte, dinamik sistemlerde kinetik faktörlerin, sabit durum dengesine göre daha baskın olması muhtemeldir. Hidrotermal alterasyonun bir sonucu olarak oluşan mineral toplulukları beş faktörün bir fonksiyonu olarak değişir (Reed 1997). Bunlar:

- sıcaklık
- basınç
- konak kaya bileşimi
- akışkan bileşimi ve
- alterasyon sürecinde akışkanın kayaya oranı (*akışkan/kaya oranı* olarak adlandırılır).

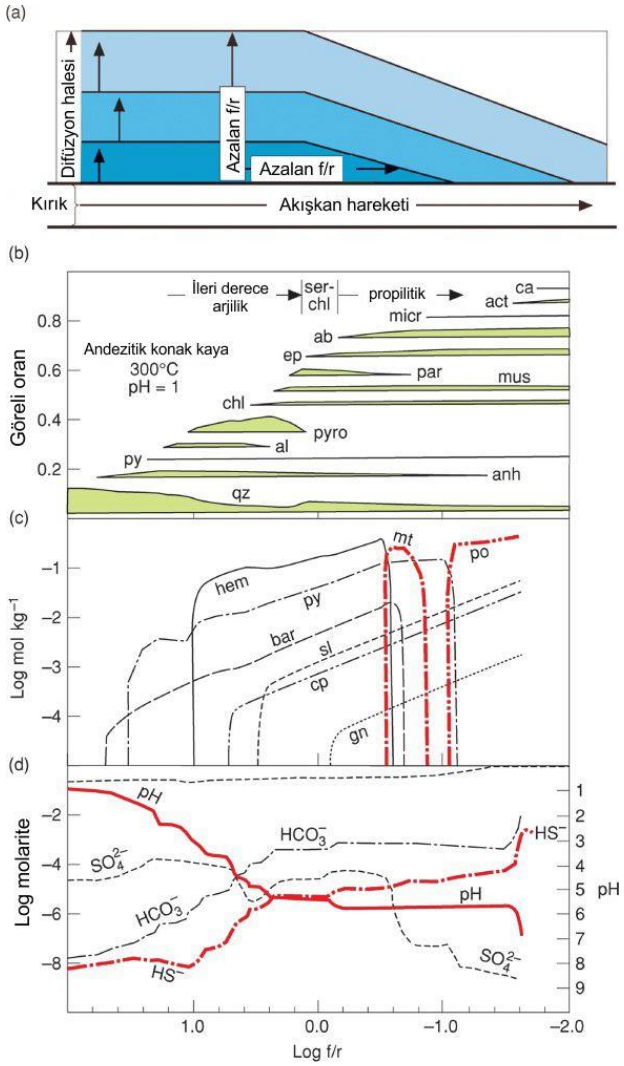
Doğadaki bu beş faktör, hepsinin zaman içindeki değişimlerini yansıtan alterasyon toplulukları oluşturmak üzere etkileşime girerler. Mineral topluluklarının kararlılıkları büyük ölçüde sıcaklık ve basınçla belirlenirken, konak kaya ve akışkan bileşimleri belirli bir alterasyon topluluğunun kimyasal yapısını kontrol eder. Akışkan bileşimi ve sıcaklığı, sulu çözeltilerin konak kayayı ne ölçüde çözeceği ve akışkan tarafından sisteme yeni eklenen

bileşenlerin nitelikleri ve derişimi üzerinde güçlü bir etkiye sahiptir. Akışkan/kaya oranı alterasyon süreçlerinde "ana değişken" (Reed, 1997) olarak kabul edilir. Çünkü, reaksiyonların tamamlanmaya ne kadar ilerleyeceğini belirler.

Hidrotermal akışkanlar gelişen kimyasal gradyanları temsil eden yollar boyunca göç ettikleri için, Reed (1982, 1997) alterasyonun değişen akışkan/kaya oranının bir sonucu olarak dinamik şekilde ele alınması gerektiğini ifade etmiştir. Bu kavram şekil 3.19a'da şematik olarak gösterilmiş olup, hidrotermal akışkanın aktığı bir kırık ve bitişiğinde, akışkan ve yerli kaya arasındaki difüzyonla ilişkili reaksiyonlar sonucu meydana gelen alterasyonu göstermektedir. Belirli bir anda, akışkanın entalpisi ve çözünmüş bileşenleri etkili bir şekilde "tükendiğinden" dolayı yerli kayayla reaksiyona girme kabiliyetinin gittikçe azalması nedeniyle (örneğin, orijinal asidik bir akışkanın H+ iyonları asit-baz değişimi ile tüketildiği için aşamalı olarak nötür hale gelebildiğinden; aşağıya bakınız), alterasyon kırık boyunca aşağı yönde daralır. Kırık veya damarın etrafında veya aşağısındaki alterasyon minerallerinin sıralaması, azalan akışkan/kaya oranları ile ilgili reaksiyonların sırasını yansıtır (Şekil 3.19a). Damarın yukarı akış bölümü, sistemin uzak bölümlerine göre daha fazla sıvıya maruz kalmış (ve bu nedenle, daha yüksek bir akışkan/kaya oranına sahiptir); bu durum değişken bir alterasyon topluluğunu oluşturmuştur.

Dinamik bir hidrotermal sistemde alterasyon topluluklarının evrimi, bilinen başlangıç bileşimi, pH ve sıcaklığa sahip bir sıvının bir kayayla tepkimeye girmesiyle modellenebilir. Bu süreç, belirlenmiş termodinamik, kimyasal ve denge verileri tarafından belirlenen kısıtlamalar altında gerçekleşir (Reed 1997). Akışkan bileşimi ve pH daha sonra kimyasal reaksiyonların bileşenleri tüketildikçe (yani bir mineral tampon sistemi bozulduğunda) değiştirilir. Şekil 3.19b'de hidrotermal bir çözelti ile reaksiyona giren andezitik bileşimli bir kayada alterasyon topluluğunun nasıl değiştiği görülmektedir. Senaryo, yüksek başlangıç akışkan/kaya oranlarına ve daha düşük akışkan/kaya oranlarına ve alkali (yüksek pH) koşullara evrilen asidik (düşük pH) bir akışkana sahip bir sistem olarak modellenmiştir. Grafik andezit içinde yüksek akışkan/kaya oranları ile dolaşan asidik bir akışkanın aynı zamanda gelişmiş bir arjillik alterasyon topluluğu olarak da adlandırılan kuvars + pirofilit + alünit içeren bir alterasyon topluluğu ile karakterize edileceğini göstermektedir (Şekil 3.19b). Alterasyon sistematiği geliştikçe daha düşük bir akışkan/kaya oranında dolaşan daha alkali bir akışkan tarafından sızan aynı kaya, başlangıçta bir serizit + klorit topluluğuna ve sonra bir klorit + epidot + muskovit + albit topluluğuna dönüşecektir. İkinci topluluk propolitik alterasyon olarak adlandırılır ve aynı zamanda tipik yeşil şist fasiyesi metamorfik topluluğu ile eşleşir. Gelişen sistemde beklenen cevher minerallerinin dağılımı şekil 3.19c'de verilmiştir.

Alterasyon topluluklarının dinamik akışkan/kaya etkileşimi açısından değerlendirilmesi akışkan-kaya etkileşimleri ve cevher birikimi arasındaki ilişkiyi açıklamanın yanı sıra, alterasyon süreçlerinin anlaşılması için birçok avantaj sunar. Şekil 3.19'daki modellere zamanın dahil edilmesi, aşağıda daha ayrıntılı olarak tartışılan hidrotermal maden yataklarının iki ayırt edici özelliği olan zonlanma ve parajenetik dizi için iyi bir açıklama sağlar. Yüksekten düşük akışkan/kaya oranlarına (yani Şekil 3.19'da soldan sağa) geçiş gösteren evrilen bir alterasyon sistemi katyon metazomatizmasından hidrojen iyonu metasomatizmasına ve akışkan ağırlıklı ortamlardan kayanın hâkim olduğu ortamlara doğru bir değişimi yansıtır. Gelişen sistem aynı zamanda sıvıdaki bileşim değişikliklerini de belirler (örnek: H^+ iyonlarının yan kaya tepkimesi sonucu tüketilmesiyle sıvı pH'sinin adım adım artışı ve ardışık mineral topluluklarının stabilizasyonu; Şekil 3.19d). Akışkanın redoks durumu alterasyon sistemi geliştikçe de değişir. Şekil 3.19d'de akışkan/kaya oranının düşmesiyle HS^- içeriği artarken akışkandaki SO_4^{-2} derişiminin azalması görülmektedir. Bunun nedeni, SO_4^{-2}'ın demir



Şekil 3.19 Değişen akışkan/kaya oranına bağlı olarak akışkan/kaya etkileşimi ve hidrotermal alterasyonun dinamik doğasını gösteren modeller. (a) Akışkanın soldan sağa geçtiği bir kırığın etrafındaki difüzyonla ilişkili bir alterasyon halesinin bir tarafını gösteren kavramsal model. Akışkan konak kaya ile reaksiyona girdiğinde bileşimi değiştirir ve zamanla alterasyon toplulukları hem kırık boyunca hem de kırık sisteminin dışına doğru gelişir (yani, azalan akışkan/kaya oranları ile). (b) Göreceli olarak oksitlenmiş bir sulu çözeltinin (300 °C'de ve başlangıç pH = 1 olan magmatik türevinin) değişen akışkan/kaya oranına bağlı olarak andezitik bileşimli bir kayayla reaksiyona girmesiyle oluşan temel alterasyon minerallerinin varlığı ve göreceli oranları (ser: serizit, kl: klorit, ca: kalsit, act: aktinolit, mikr: mikroklin, ab: albit, ep: epidot, par: paragonit, mus: muskovit, pyro: pirofillit, al: alunit, py: pirit, anh: anhidrit, qz: kuvars). (c) (b)'deki ile aynı ortam için değişken akışkan/kaya oranına bağlı olarak bazı ana cevher minerallerinin çökelme sırası (po: pirotit, mt: manyetit, hem: hematit, bar: barit, sl: sfalerit, cp: kalkopirit, gn: galena). (d) Değişken akışkan/kaya oranını bağlı olarak akışkan pH'sinin yanı sıra akışkandaki belirli anahtar ligandların derişimlerinin değişimi (b ile aynı ortam için) (Reed, 1997'den).

açısından zengin yan kayalarla reaksiyona girerek azalması ve bunun sonucunda, alterasyon zonunda hematit çökelmesi ve sülfitin gelişen sulu çözelti halinde farklılaşmasıdır (Reed, 1997). Sülfat indirgemesi birçok hidrotermal maden oluşum sisteminde önemli bir sülfit kaynağıdır ve baz metal sülfit çökelmesini teşvik eder. Maden akışkanlarından metallerin çökelmesini teşvik etmede çok önemli olan, akışkanın pH ve redoks durumu gibi değişkenlerdeki değişikliklerdir.

Bir hidrotermal akışkan ile yan kayalar arasındaki reaksiyonun cevher çökelmesinin ana nedeni olduğu birçok örnek vardır. Bu süreç (örneğin) ana kayadaki birincil minerallerin cevher minerallerince ornatılması sonucu oluşan dokuların görüldüğü örneklerle tanımlanabilir. Böyle bir doku, cevher minerallerinin akışkan karıştırma veya kaynatma gibi diğer cevher çökelme mekanizmalarının geçerli olabileceği kırıklar veya kovuklar gibi açık alanlara çökeltildiği durumlardan farklıdır. Skarn yatakları (bkz. Alt Bölüm 2.10, Bölüm 2) özellikle asidik, metal içeren çözeltilerle karbonatlı kayaların alterasyonunun Ca-Mg silikat mineralleri ve önemli birçok metalik cevherleşme ürettiği iyi bir örnektir. Karbonat kayaları asidik çözeltileri nötralize etme yeteneğine sahiptir; bu ortamdaki akışkan/kaya reaksiyonlarından kaynaklanan pH artışları metal sülfitlerin verimli bir şekilde çökelmesini sağlar (Reed, 1997). Benzer şekilde, yeşiltaş kuşağı içinde yer alan mezotermal damar tipi Au yatakları genellikle sıvı akışının yoğunlaştığı makaslama zonu veya faylar boyunca geniş kuvars-albit-karbonat-muskovit-pirit alterasyon zonları ile ilişkilidir (bkz. aşağıda Alt Bölüm 3.9.1 ve Kutu 3.2). Bu ortamlarda gözlenen yaygın bir Au çökelme mekanizması H_2O-CO_2, ve sülfit bakımından zengin bir akışkanın demirli konak kayalarla (genellikle bazalt veya bantlı demir formasyonu) tepkimeye girerek pirit oluşturmasıdır (Phillips, 1986). Bu durum baskın $AuHS_2^-$ kompleksinin kararsız hale gelmesine ve sülfit mineralleri ile birlikte nabit Au'nun çökelmesine neden olur.

Alterasyon ve hidrotermal cevher oluşum süreçleri arasındaki yakın ilişki açıkça belirlenmiştir. Alterasyon desenlerinin ve mineral parajenezlerinin tanınması, artık arama jeologları tarafından kullanılan teknikler arasında herkesçe kabul edilen bir araçtır (Thompson ve Thompson, 1996) ve maden yatağının özellikleri üzerinde önemli bir etkisi vardır.

3.6.1 Alterasyon Çeşitleri ve Cevher Birliktelikleri

Bu bölümde çeşitli hidrotermal ortamlarla ilişkili ana alterasyon türlerinin bazı özellikleri ve cevher oluşumlarıyla bağlantıları özetlenmiştir.

3.6.1.1 Potasik Alterasyon

Potasik (veya K-silikat) alterasyon genellikle az miktarlarda serizit, klorit ve kuvars ile birlikte yeni K-feldispat ve/veya biyotit oluşumu ile bilinmektedir. Potasik alterasyon topluluğu ile bağlantılı olarak aksesuar miktarlarında manyetit/hematit ve anhidrit de bulunabilir. Genellikle, sistemin çekirdeğinde ve granit intrüzyonunun içinde oluşan porfiri Cu tipi yataklarla ilişkili en yüksek sıcaklıkta alterasyon biçimini (500-600 °C) temsil eder. Potasik alterasyon topluluklarının gelişimi sırasında hidroliz sürecine ek olarak bir dereceye kadar K^+ (katyon) metasomatisması gerçekleştiği düşünülmektedir. Çünkü, hacim bazında yapılan toplam bileşim analizi çalışmaları potasyumun sisteme eklenmiş olduğunu önermektedir. Potasik alterasyonun önemli miktarlarda Na ve Ca ilavesini içeren bir türü (sodik ve kalsik alterasyon olarak adlandırılır ve bol miktarda albit, epidot ve aktinolit içerir) Yerington, (Nevada, ABD) gibi bazı porfiri sistemlerde belgelenmiştir.

Kutu 3.2 Alterasyon ve Metal Çökelimi: Golden Mile, Kalgoorlie, Batı Avustralya - Bir Arkeen Orojenik Altın Yatağı

"Golden Mile" Batı Avustralya'daki ikiz şehirler Kalgoorlie-Boulder'ın hemen doğusunda yer alan olağanüstü bir altın cevherleşme zonudur. Burada altın 1893'te keşfedilmiş ve bu tarihten itibaren bölgede 1200 tondan fazla altın çıkarılmıştır. 1975 yılına kadar çeşitli yeraltı işletmelerinde madencilik yapılmış ve bu durum, derinliklerin artması ve tenörlerin azalması nedeniyle üretimde sürekli bir düşüşe yol açmıştır. Bu durum, sahipliklerin birleşmesi ve Fimiston veya Super Pit olarak bilinen devasa, düşük tenörlü bir açık ocak işletmesi geliştirme planlarının başlatıldığı 1980'lerin sonlarında tersine dönmüştür. Bu girişim şu anda Avustralya'da yılda 800.000 ons altın üreten önemli bir altın madenciliği faaliyetidir.

Golden Mile madeni Yilgarn Craton'unun Norseman-Wiluna yeşiltaş kuşağında yer alır. Altın cevherleşmesi yapısal kontrollü olup, esas olarak Golden Mile Fayı üzerinde bulunan dik eğimli makaslama zonlarında veya damarlarda bulunur (Şekil 3.2.1a). Bu sistemin içinde ve çevresinde çok sayıda ikincil damar yoğunlaşmış olup, Golden Mile doleriti adı verilen 2,675 milyar yıl yaşlı, demirli toleyitik intrüzyon (sill) içinde yer alır. Başlangıçtaki büyük ölçüde yeraltı çalışmaları yürütülen yüksek tenörlü cevherleşmeler bireysel makaslama zonlarında yoğunlaşmış olsa da, şu anda Super Pit'teki cevherin büyük bir kısmını oluşturan ve bu sistemi çevreleyen düşük tenörlü cevherleşme ile beraber geniş bir alterasyon halesi gözlenmektedir. Cevherleşmiş doleritik konak kayanın sulu-karbonik hidrotermal çözeltiler tarafından altere edilmesinin, bu yataktaki yaygın altın cevherleşmesinin ana nedeni olduğu düşünülmektedir (Phillips 1986). Bu konu aşağıda daha ayrıntılı olarak ele alınacaktır. Golden Mile bölgesinin genel jeolojisi ve Super Pit'in yaklaşık konumunun şematik gösterimi şekil 3.2.1a'da verilmiştir. Kuvars-pirit-altın cevherleşmesi içeren makaslama zonları etrafındaki alterasyon halesi (şu anda Super Pit bölgesi Lake View madenindeki East Lode gibi) şekil 3.2.1b'de görülmektedir. Golden Mile doleriti Norseman-Wiluna yeşiltaş kuşağının kıvrılması ve sünek deformasyonu öncesinde ve sırasında baskın olarak aktinolitik bir topluluk oluşturacak şekilde bölgesel metamorfizmaya uğramıştır. Metamorfizma sonrası, nispeten dayanımlı olan Golden Mile doleritini tercihli olarak kesen çok sayıda makaslama zonu boyunca düşük tuzluluk oranına sahip indirgen bir su-karbonat sıvısının geçmesiyle, konak kaya ve çevresi kademeli olarak altere olmuştur. Alterasyon bireysel makaslama zonları etrafında belirgin bir şekilde zonlanmış olup, metamaorfizmanın erken evresi aktinolit ile başlar ve ardından art arda klorit, karbonat (siderit) ve sonunda pirit egemen topluluklara (Phillips 1986) ilerleyen bir parajenetik dizi ile temsil edilir. Klorit (daha az karbonat, albit ve kuvarsla birlikte) alterasyonu makaslama bölgeleri etrafında birkaç yüz metre boyunca uzanan yaygın bir hale oluşturur ve bölgesel metamorfik topluluğu üzerler. Karbonat toplulukları alterasyonun daha yoğun bir tezahürünü yansıtır (yani, daha yüksek akışkan/kaya oranı) ve bireysel makaslama bölgelerine daha yakın (yani, makaslamadan 5 m uzağa uzanan halelerde) veya farklılaşmış dolerit sillinin daha demirli kısımlarında meydana gelir. Makaslama bölgesinin kendisi yüksek tenörlü altın cevherleşmesinin meydana geldiği bir pirit-kuvars-muskovit-karbonat topluluğu ile sınırlanmıştır. Phillips (1986) alterasyon parajenezinin sisteme CO_2, K, S ve Au katan tek bir metamorfik akışkanın ürünü olduğunu ve, alterasyon ve cevherleşmenin eşzamanlı

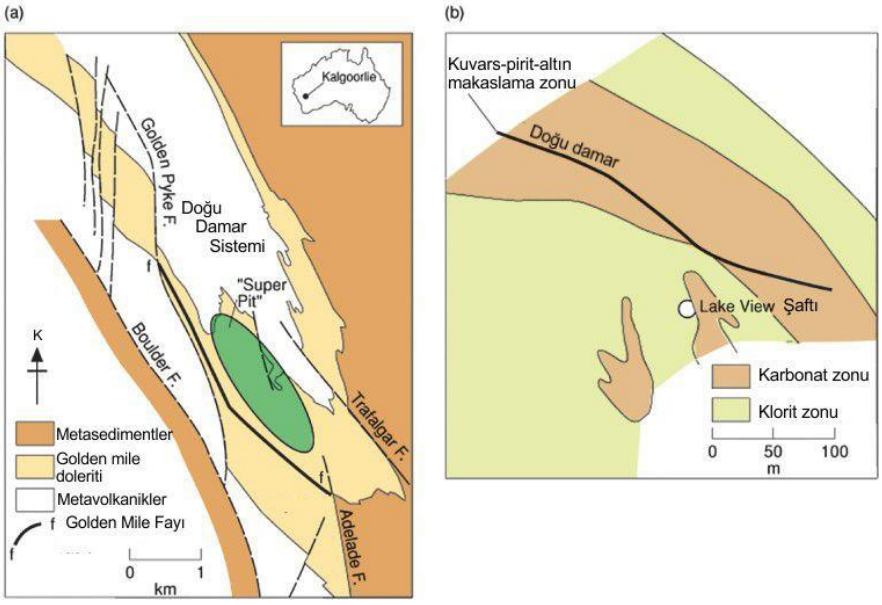
olduğunu iddia etmiştir. Altının çökelmesinin aşağıdaki reaksiyonlarda olduğu gibi indirgenmiş bir altınlı akışkanın Fe bakımından zengin konak kayalarla etkileşimi ile kolaylaştırıldığı düşünülmektedir:

$FeCO_3 + 2H_2S + 0{,}5O_2 \rightarrow FeS_2 + CO_2 + 2H_2O$

(yani, pirit ile yer değiştiren siderit) ve

$FeCO_3 + AuHS_2^- \rightarrow FeS_2 + CO_2 + H_2O + Au$

(pirit oluşumu ile dengesizleştirilmiş altın bisülfit kompleksi)



Şekil 3.2.1 (a) Batı Avustralya'da Kalgoorlie'nin doğusundaki Golden Mile'ın genel jeolojik yapısı ve "Super Pit"in yaklaşık konumu. (b) Golden Mile doleritindeki hidrotermal alterasyonun niteliği. East Lode başlangıçta Lake View Shaft boyunca yüksek tenörlü bir yeraltı ocağı olarak işletilmiştir. Tüm alterasyon zonu günümüzde Super Pit'teki yüksek tonajlı - düşük tenörlü işletmenin cevherinin büyük bir kısmını oluşturmaktadır (her iki diyagram da Phillips, 1986'dan alınmıştır).

Bu model, bu bölümün 3.5.1 alt bölümünde anlatıldığı gibi, konak kaya alterasyonunun metal çökelmesi üzerinde oynadığı rolü vurgulamaktadır. Bu süreç şüphesiz birçok hidrotermal maden yatağının oluşumunda önemli olmasına rağmen, nadiren tek başına gerçekleşir. Örneğin, Golden Mile'da, Oroya damarı gibi çok zengin damar sistemlerinde görülen geç evre, yüksek tenörlü altın–tellür–vanadyum cevherleşmelerinin, oksitlenmiş, SO_2 içeren (muhtemelen magmatik) bir akışkan ile yukarıda bahsedilen yaygın alterasyondan sorumlu olan daha indirgenmiş metamorfik bir akışkanın karışmasının bir sonucu olduğu artık bilinmektedir (Walshe vd., 2006). Akışkan karışma süreçleri aynı zamanda orojenik altın sistemlerinde önemli ölçüdeki cevherleşmeyle ilişkilendirilen sünekten kırılgan bir deformasyon rejimine geçişle büyük ölçüde çakıştığı görünmektedir.

3.6.1.2 Fillik (veya Serizitik) Alterasyon

Bu alterasyon tarzı çeşitli hidrotermal maden yataklarında çok yaygındır. Genellikle geniş bir sıcaklık aralığında feldispatların hidrolizi yoluyla serizit (ince taneli beyaz mika) oluşumu ile birlikte az miktarda kuvars, klorit ve pirit ile meydana gelir [bkz. Reaksiyon (3.6) ve Şekil 3.19]. Fillik alterasyon porfiri Cu yatakları ile ilişkilendirilir. Ancak, aynı zamanda mezotermal değerli metal cevherleri ve felsik kayalardaki VMS yatakları ile de ilişkilidir.

3.6.1.3 Propilitik Alterasyon

Propilitik alterasyon bölgesel yeşil şist metamorfizması sırasında oluşan topluluklardan esasen ayırt edilemez olması bakımından muhtemelen en yaygın alterasyon şeklidir. Esas olarak klorit ve epidot ile daha az miktarlarda klinozoisit, kalsit, zoisit ve albit içerir. Düşük ila orta sıcaklıkları (200–350 °C) ve düşük akışkan/kaya oranlarını temsil eden zayıf bir alterasyon şeklidir (bkz. Şekil 3.19). Bu alterasyon türü genellikle izokimyasal olup, H^+ metasomatizması sonucunda oluşur. Porfiri Cu yataklarının kenarları yanı sıra epitermal değerli metal cevherlerini tanımlar.

3.6.1.4 Arjilik Alterasyon

Bu alterasyon çeşidi ana mineral bozuşmasının yoğunluğuna bağlı olarak genellikle orta ve ileri kategorilere ayrılır. Ortaç arjilik alterasyon esas olarak plajiyoklaz feldispatlarını etkiler ve kaolinit ve smektit grubu (esas olarak montmorillonit) kil minerallerinin oluşumu ile tanınır. Genellikle yaklaşık 250 °C'nin altında H^+ metasomatizmasıyla oluşur ve porfiri sistemlerin kenarlarında gözlenir. İleri arjilik alterasyon kayaların yüksek akışkan/kaya oranı ortamlarında aktif olan çok asidik akışkanlar tarafından alkali elementlerin uzaklaştırıldığı aşırı bir temel yıkanma biçimini temsil eder (Şekil 3.19). Kaolinit, pirofilit veya dikit (sıcaklığa bağlı olarak) ve alunit ile daha az kuvars, topaz ve turmalin ile tanınır. Genellikle alterasyonun kaynayan akışkanlar ve aşırı derecede asidik çözeltiler oluşturmak için uçucu-zengin buharların yoğunlaşmasıyla ilişkili olduğu yüzeye yakın, epitermal değerli metal yataklarıyla ilişkilidir.

3.6.1.5 Silikasyon

Silikasyon bir karbonat mineralinin veya kayasının bir silikat mineraline veya kayasına dönüşmesi [bkz. yukarıda reaksiyon (3.10)] olup, sisteme ilave bileşenlerin eklenmesini zorunlu kılar (katyon metasomatizması). Polimetalik skarn yataklarının oluşumundaki ilerleme aşamasına eşlik eden ana süreçtir. Polimetalik skarn yatakları üretken, asidik, magmatik bir akışkanın (genellikle bir granitten) bir karbonat konak kayasına süzülmesiyle meydana gelir. Karbonatlı kayalar asidik akışkanları nötürleştirme yetenekleri ve geçirgenliği ve akışkan hareketini artıran "reaktiviteleri" nedeniyle hidrotermal çözeltilerden metal çökeltme için özellikle elverişli konak kayaçlardır. Skarn reaksiyonları ve "kalk-silikat" mineral topluluklarının oluşumu karmaşık olup, geniş bir sıcaklık aralığında gelişir. Akışkan/kaya oranları da skarn sistemlerinde çok yüksek değerlere ulaşır ve bu faktörler çeşitli polimetalik bir cevher grubunun çökelmesine neden olur (bkz. Alt Bölüm 2.10).

3.6.1.6 Silisleşme

Silisleşme silikasyon ile karıştırılmamalıdır. Bu terim alterasyon sırasında bir kayada yeni kuvars veya amorf silis minerallerinin oluşumunu ifade eder. Küçük ölçekli silisleşme birçok farklı cevher yatağı tipiyle ilişkili alterasyon halelerinde gelişir ve genellikle Si'un yerel olarak türetildiği izokimyasal hidroliz reaksiyonlarının bir yan ürünüdür [bkz. yukarıdaki reaksiyonlar (3.6) ve (3.8)]. Hidrotermal akışkanların geçtiği çatlakların çoğu, damarlar oluşturacak şekilde en azından kısmen kuvarsla doldurulur. Bu ortamlardaki Si genellikle akışkanların dolaştığı yerli kayaların yıkanmasından elde edilir. Bununla birlikte, katyon metasomatizmasının bir sonucu olarak yoğun silisleşme oluşur ve burada çözelti içindeki Si^{+4} sisteme eklenir. Bu tür bir alterasyon yüksek seviyeli epitermal değerli

metal cevheri yataklarındaki sinter zonlarının belirgin bir özelliğidir.

3.6.1.7 Karbonatlaşma

Karbonatlaşma bir kayanın alterasyonu sırasında karbonat minerallerinin (kalsit, dolomit, manyezit, siderit vb.) oluşumunu ifade eder ve yüksek kısmî karbondioksit basınçları (P_{CO_2}) ve nötür ila alkali pH ile karakterize edilen akışkanlar tarafından desteklenir. Arkeen yeşiltaş kuşağı ile ilgili orojenik altın yatakları karbonat alterasyonunun hemen hemen her yerde olduğu ve buna kuvars, muskovit, biyotit, albit ve kloritten oluşan bir topluluğun eşlik ettiği bir maden yatağı tipini temsil eder. Düşük tuzluluk oranına sahip, CO_2 açısından zengin bir akışkan ile konak kaya arasında reaksiyon meydana geldiğinde oluşur. Oluşan karbonat minerali konak kayanın bileşiminin bir sonucudur ve amfibolit ile ilişkili dolomit, bantlı demir oluşumunda siderit veya granitik bir konak kayada kalsit olabilir.

3.6.1.8 Greyzenleşme

Greyzenin oluşumu Sn ve W cevherleşmesi içeren yüksek derecede farklılaşmış (S tipi) granitlerin kubbe (kupola) bölgelerine özgüdür. Ayrıca, F, Li ve B gibi diğer uyumsuz elementlerin önemli derişimlerini da içerir. Esas olarak kuvars, muskovit ve topazdan oluşan, daha az turmalin ve florit içeren, genellikle kuvars-kassiterit-volframit damarları yakınlarında gözlenen bir alterasyon topluluğunu temsil eder.

3.6.1.9 Hematitleşme

Oksitleyici akışkanlarla ilişkili hematitleşme alterasyonu genellikle yüksek Fe^{+3}/Fe^{+2} oranına sahip minerallerin ve özellikle de ilişkili K-feldspat, serizit, klorit ve epidot ile birlikte hematit oluşumuyla sonuçlanır. Magmatik-hidrotermal ortamda Güney Avustralya'daki Olympic Dam DOBA tipi Cu-Au-Fe-U yatağı (bkz. Kutu 3.1) gibi oluşumlar bu tarz bir alterasyon ile karakterize edilir. Değişiklik tuzlu, oksitleyici akışkanların daha indirgenmiş bir konak kaya ortamı ile temas ettiği veya daha fazla indirgenmiş akışkan ile karıştığı redoks işlemleriyle ilgili olabilir.

3.7 Metal Zonlanma ve Parajenez Sıralaması

Birçok hidrotermal maden yatağının belirgin bir özelliği, metallerin ve minerallerin düzenli bir dağılım veya zonlanma göstermesidir. Bölgesel metal dağılım modellerinden (yüzlerce kilometre ölçeğinde) yerel ölçeğe, cevherle ilgili bireysel varyasyonlara ve hatta tek bir damar veya el örneği seviyesine kadar birçok farklı ölçekte zonlanma gözlemlenebilir (Smirnov, 1977; Guilbert ve Park, 1986; Pirajno, 1992; Misra, 2000). Bölgesel metal zonlanmasına güzel bir örnek, maden yataklarının dağılımının Güney Amerika'nın batı kenarı boyunca kıtasal ölçekte yitim ile ilişkili olduğu And metalojenik provensidir. Bununla birlikte, metallerin bölge ölçeğinde dağılımı daha sıkı bir şekilde sınırlandırılır ve daha iyi tanımlanır; genellikle diğer cevher oluşturan ortamlarda tekrarlanan tutarlı bir desenle belirgindir. Yerel ölçekte zonlanma İngiltere'nin güneybatısındaki Cornubian batoliti ile ilişkili Sn-W-Cu-Pb-Zn-Ag-Sb-U cevherleri dizisi ile iyi bir şekilde örneklendirilmiştir (bkz. Kutu 2.2, Bölüm 2). Buradaki desen Yeni Güney Galler, Avustralya'daki çok verimli Mole Graniti gibi granitle ilişkili cevher oluşturan sistemlere benzer (Audétat vd., 2000). Bu ve daha küçük ölçeklerde zonlanma hidrotermal akışkanın sistematik gelişimi (soğuma ve alterasyonun neden olduğu) ve içerdiği metal bütçesinin, yukarıda alt bölüm 3.6'da tartışılan işlemlerle ardışık olarak çökeltilmesiyle açıkça ilgilidir. Metal çökelmesini kontrol eden süreçler karmaşık ve çeşitli olsa da, birçok farklı cevher oluşturan ortamdaki nispeten tutarlı metal zonlanma modeli sürecin rasyonel ve tümleşik bir açıklamaya uygun olmasını sağlar.

Kullanımında hala bazı belirsizlikler olsa da, parajenez terimi artık belirli bir cevher türünü ifade eden ve bu nedenle ortak bir kökene sahip olan mineraller ve metallerin

birlikteliği için yaygın olarak uygulanmaktadır (Guilbert ve Park, 1986; Kutina vd., 1967). Zonlanmanın incelenmesinde hem mekân hem de zamanın dikkate alınması gerektiğinden, *parajenetik sıralanma* ifadesi günümüzde genetik olarak ilgili bir dizi mineral veya metalin zaman içindeki dağılımını tanımlamak için kullanılmaktadır. Hidrotermal maden yataklarında parajenezlerin ve parajenetik dizilerin tanınması ve önemi modern ekonomik jeolojinin bazı kurucuları, özellikle Waldemar Lindgren (1933) tarafından cevher oluşturan ortamların öncü çalışmalardan kaynaklanmaktadır. Bu ampirik gözlemlere dayanarak Emmons (1936) "yeniden yapılandırılmış damar" kavramını geliştirmiştir. Bu kavram kabuğun derinliklerinden yüzeye kadar uzanan ve birçok farklı hidrotermal maden yatağı tipinde gözlenen zonlanma modellerinin tipik bir parajenetik cevher bileşenleri dizisi içeren idealleştirilmiş bir kompozit damardır. Guilbert ve Park (1986) tarafından revize edilen "Emmons rekonstrüksiyon damarı" çizelge 3.3'te özetlenmiştir.

Gözlemler Mo, W ve Sn gibi metallerin yüksek sıcaklıktaki hidrotermal bir çözeltiden erken (veya derin seviyelerde) çökelme eğiliminde olduğunu göstermektedir. Bu tür çözeltiler bazen hipotermal olarak adlandırılır. İdeal çökelme sıralaması akışkan kabukta yukarı doğru süzülürken ve mezotermal çözeltiler oluşturmak üzere soğurken Cu ve ardından Zn, Pb, Mn ve Ag şeklindedir. Au, Sb ve Hg gibi değerli ve uçucu metallerin tipik olarak dizinin en son aşamalarını temsil ettiği ve yüzeyin yakınında dolaşan daha soğuk epitermal çözeltilerden çökeldiği gözlenmiştir. Hidrotermal maden yataklarına ilişkin çok sayıda ampirik çalışma Çizelge 3.3'te gösterilen Emmons dizisinin genel olarak uygulanabilir olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, birçok istisna mevcuttur ve şema, modern gözlemler ve teoriler ışığında daha da genişletilebilir.

Emmons dizisinin geniş kapsamlı uygulanabilirliği, metallerin uzun vadeli çökelmesinin basit anlamda genellikle sıcaklık düşüşüne eşlik eden çözünürlükteki düşüşle ilişkili olabileceğini düşündürmektedir. Bununla birlikte, yukarıdaki 3.5 ve 3.6 numaralı alt bölümler metal çözünürlüğünün ve çökelmenin hem akışkanın kendisi hem de çevresi ile ilgili çeşitli birbirine bağlı değişkenler tarafından kontrol edildiğini göstermiştir. Barnes (1975), metallerin *metal-sülfit* kompleksleri olarak taşındığı düşünüldüğünde, bu komplekslerin göreceli kararlılıklarının çözeltideki metallerin farklı derişimleri için düzeltme yapıldığında Emmons çökeltme dizisiyle yakından eşleştiğini göstermiştir. Emmons bu çerçevede şu parajenetik sıralamayı belirlemiştir:

Fe-Ni-Sn-Cu-Zn-Pb-Ag-Au-Sb-Hg

Bunun aksine, metal-klorür kompleksi ile metal taşınması meydana gelirse, o zaman yukarıdaki sıra artık geçerli değildir ve bu metallerin bir alt kümesinin aşağıdaki sıralamaya göre çökelmesi daha muhtemeldir:

Cu-Ag-Pb-Zn

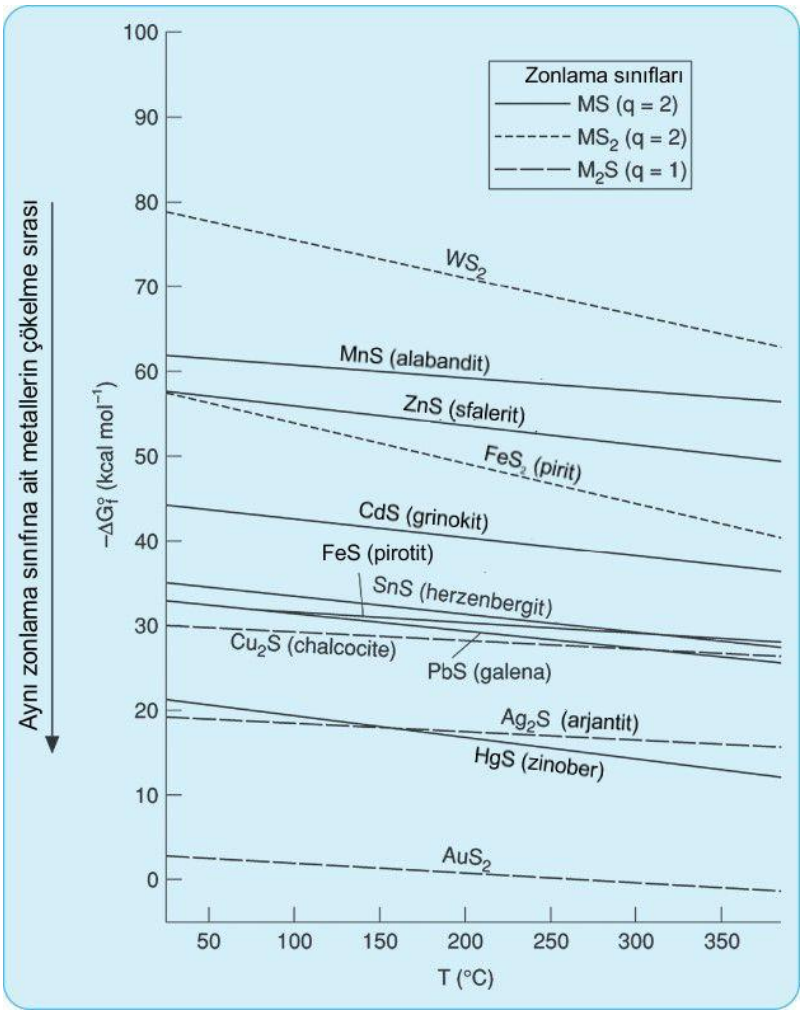
Bu durum parajenetik dizilerin muhtemelen tek bir değişkenden daha fazlası tarafından kontrol edilebileceğini göstermektedir. Susak ve Crerar (1981) parajenetik dizilerin mineral stokiyometrisi ve sulu metal türlerinin değerlik durumu açısından gruplandırılan metal sınıfları açısından değerlendirilmesi gerektiğini göstermiştir. Belirli bir sınıftaki metallerin çökelme sırasının esas olarak ilgili minerallerin Gibbs serbest enerjileri tarafından kontrol edileceğini göstermişlerdir. Bununla birlikte, farklı sınıflardan metallerin çökelmesi, metal içeren çözeltinin bulunduğu ortam tarafından kontrol edilecektir ve bu değişken olabilir. Bu nedenle, basit ve tekrarlanabilir bir zonlanma deseni veya parajenetik sıralanma, muhtemelen sadece aynı zonlanma sınıfından metallerden oluşan hidrotermal cevher oluşum ortamlarına uygulanabilir. Tipik Emmons sıralamasında herhangi bir istisna ve terslik ya dengede olmama durumu veya farklı sınıflardan metallerin çökelmesiyle açıklanabilir.

Çizelge 3.3 Birçok hidrotermal cevher yatağındaki yaygın zonlanma modelleri ve parajenetik dizilerle ilgili deneysel gözlemleri gösteren "Emmons Yeniden Yapılandırılmış Damar" kavramı (Guilbert ve Park, 1986'dan).

Damar	Metal	Cevher mineralojisi (koyu) ve ilişkili alterasyon topluluğu
	Verimsiz	Kalsedon, kuvars, barit, florit ve karbonat mineralleri
	Cıva	**Zinober**: Kalsedon, kuvars, barit, florit ve karbonat mineralleri
	Antimon	**Stibnit**: Kuvars
Sığ (epitermal)	Altın-gümüş	**Altın, elektrum, akantit**: Kuvars, kalsedon, adularya, alunit, karbonat mineralleri, silisleşme, bazı potasik, fillik ve propilitik alterasyonlar
	Verimsiz	Kuvars ve karbonat mineralleri
	Gümüş-mangan	**Akantit, rodokrosit**: Kuvars ve karbonat mineralleri, bazı fillik, arjilik ve propilitik alterasyonlar
	Kurşun	**Galenit**: Minör karbonat mineralleri ile birlikte kuvars
	Çinko	**Sfalerit**: Ara sıra karbonat mineralleri ile birlikte kuvars, ilerlemiş arjilik alterasyon
Ara (mezotermal)	Bakır-arsenik-antimon	**Kalkopirit, tennatit-tetrahedrit**: Kuvars, fillik, propilitik ve arjilik alterasyonlar
	Bakır	**Kalkopirit**: Kuvars, fillik alterasyon
	Molibden-tungsten-kalay	**Molibdenit, hubnerit, şeelit, kasiterit**: Kuvars, potasik alterasyon, greyzenler
Derin (hipotermal	Verimsiz	Potasik alterasyon, anhidrit, karbonat mineralleri

Kaynak: Guilbert ve Park (1986).

Özel olarak, tanımlanmış zonlanma sınıflarında metaller için tahmin edilen çökelme dizisi şekil 3.20'de sunulmuştur. Aynı sınıfa ait çözelti içindeki metaller için çökeltme dizisi belirli bir sıcaklık için Gibbs serbest enerji değerlerinin düşürülmesi açısından bu diyagramdan okunabilir. Bu nedenle, MS (q = 2) zonlanma sınıfındaki metaller için çökelme dizisi herhangi bir sıcaklık için Mn-Zn-Cd-Pb-Hg'dir. Ancak, bu dizi farklı bir stokiyometri ve değerlik durumunun hüküm sürdüğü koşullar altında geçerli olmayabilir. Bu şema metal çözünürlüklerinin parajenetik sıralamayı kontrol ettiği sistemlere uygulanabilirken, diğer faktörlerin de zonlanma modellerini kontrol edebileceği vurgulanmalıdır. Alt bölümler 2.6 ve 3.4.2'de belirli metallerin faz fraksiyonlaşması geçiren bir cevher akışkanının buhar fazına bölümlenebileceği belirtilmişti. Bunun bir örneği Cu, B, Li, As ve S gibi daha uçucu türlerin, bağıl metal çözünürlüklerine atıfta bulunarak basitçe yorumlanamayan bölgeleme desenleri ile sonuçlanacak şekilde, tercihen metal zonlanması ile sonuçlanan bir buhar fazına bölümlendiği, yoğun şekilde cevherleşmiş ve zonlu (Sn-W- Cu-Pb-Zn) Mole granitinde belgelenmiştir (Audétat vd., 2000).



Şekil 3.20 Stokiyometrilerine (M: metal ve S: Sülfit) ve çözünmüş metal türlerinin değerlik durumuna (q) göre kategorize edilen çeşitli sülfit mineralleri için Gibbs serbest enerjisinin sıcaklığa karşı grafiği. Aynı zonlanma sınıfından çözelti içindeki metaller için çökelme sıralaması azalan serbest enerji değerlerine göre belirlenmektedir (Susak ve Crerar, 1981'den).

3.7.1 Ornatma Süreçleri

Bir önceki alt bölümde minerallerin ve metallerin çökelmesi bir kayadaki açık alanlardan, özellikle sığ kabuk seviyelerinde kovuklar ve damarlar boyunca geçen sulu çözeltiler çerçevesinde tartışılmıştır. Yerkabuğunun derinliklerindeki minerallerin ornatılması sırasında çöken metaller için farklı koşullar geçerlidir. Ornatma bir kayanın ilksel minerallerinin çözünmesi ve neredeyse eş zamanlı ikincil minerallerin çökelmesiyle gerçekleşir (Seward ve Barnes, 1997). Daha geçirgen olan yüzeye yakın ortamlarda cevher birikimi açık boşlukları doldurma yoluyla gerçekleşirken, derinlerde metal çökelmesi, sıvıların zayıf bağlı mikro çatlaklar ve gözenekli boşluklar boyunca süzülmesiyle olur (bkz. Alt Bölüm 3.3.4). Bu nedenle, ornatma süreci sadece gözeneklilik sürdürülmesiyle ve eşlik eden akışkan-kaya reaksiyonları ornatılan mineralin molar hacminde bir azalma ile tanımlanabilir. Mikroçatlaklar ve gözenekler hacimleri değiştirilen malzemeden daha büyük olan ikincil mineral çökeltileriyle doldurulduğundan, molar hacimdeki bir artış akışkanın akışını etkili bir şekilde engelleyecektir.

Molar hacimlerin karşılaştırılması (örneğin) kalsitin çoğu kalk-silikat ve sülfit minerali ile yer değiştirebileceğini gösterir. Bu özellik skarn yataklarında yaygın olarak görülmektedir. Bunun aksine, manyetit ve ilmenit gibi oksit minerallerinin tamamen sülfidize olma olasılığı daha düşüktür. Çünkü, bu tür reaksiyonlar molar hacimde bir artışla sonuçlanır. En iyi durumda oksidin sülfit ile sadece kısmî ornatması meydana gelebilir. Çünkü, hacim artışı reaksiyona eşlik eden mikro gözenekliliğin azalması akışkan hareketini sınırlayacaktır. Ornatma süreçleri sırasında ikincil veya cevher minerallerinin çökelme dizisi, Seward ve Barnes (1997) tarafından tartışıldığı gibi, ilgili katıların molar hacimlerinin azalması açısından en iyi şekilde tahmin edilebilir. Aşağıda gösterilen mineral dizisi ilgili molar hacimlerle birlikte, ornatma işlemlerinin anlaşılması ve ornatma dizilerinin tahmin edilmesi için yararlıdır. Ornatma sadece daha küçük hacimli mineraller daha büyük hacimli olanların yerini aldığında etkili olacaktır. Aşağıda sunulan sıralamada mineraller ancak solda bulunanları ornatacaktır. Ek olarak, ilksel ve ikincil mineral arasındaki hacim açığı arttıkça, mineral ornatması muhtemelen daha kolay gerçekleşecektir.

mikroklin ← şeelit ← anhidrit ← kalsit
[54] [47] [46] [37]

← kaolinit ← galenit ← molibdenit ← siderit
[33] [31] [30] [29]

← zinober ← muskovit ← arsenopirit
[28] [28] [26]

← bornit ← pirit ← sfalerit ← kalkopirit
[25] [24] [24] [22]

← pirotit ← ilmenit ← hematit
[18] [16] [15]

← magnetit ← kalkotit
[15] [14]

(Bu sıralama Seward ve Barnes (1997)'den alınmıştır; [molar hacimler] cm^3/mol cinsindendir.)

3.8 Cevher Oluşum Süreçlerinin Güncel Karşılıkları - VMS-SEDEX Dizisi

"Volkanojenik masif sülfit" veya VMS terimi Yerküre jeolojik tarihinde büyük orojenez dönemleri sırasında oluşan, çoğunlukla Cu-Zn (bazen az miktarda Pb ve Au içeren) yatak tipleri içeren geniş bir ailesini ifade eder (bkz. Bölüm 6). Bu cevherler aynı zamanda VHMS yatakları olarak da adlandırılır ve bu "volkanik konak kayalı masif sülfit yataklarının" İngilizce'den kısaltmasıdır. VMS yatakları çeşitli tektonik ortamlarda oluşsa da genellikle volkanik olarak aktif denizaltı ortamlarında dolaşan hidrotermal çözeltilerden metallerin çökelmesiyle ilgilidir. Buna karşılık, SEDEX yatakları esas olarak Zn-Pb (daha az Cu'lı, ancak genellikle Ba ve Ag'lü) metallerince baskın olup, volkanizma ile açık veya doğrudan bir bağlantısı olmaksızın deniz tabanında çıkan hidrotermal akışkanlarla ilgilidir. Dünyadaki büyük SEDEX yataklarının çoğu Proterozoyik yaşta olmakla birlikte Red Dog (bkz. Kutu 3.4) gibi birkaç örnek Fanerozoyik dönemlerde de oluşmuştur. SEDEX ve VMS yatakları arasında genellikle mekânsal veya zamansal bir bağlantı olmamasına rağmen, bir sürekliliği temsil ettikleri ve aynı temel süreçlerle oluştukları gerçeğiyle kavramsal olarak bağlantılı oldukları yaygın bir şekilde kabul edilmektedir (Gilmour, 1976; Plimer, 1978; Guilbert ve Park, 1986; Kirkham ve Roscoe, 1993; Misra, 2000). Bu süreçler aktif olup, aşağıda tartışıldığı gibi günümüzün modern ortamlarında incelenebilir.

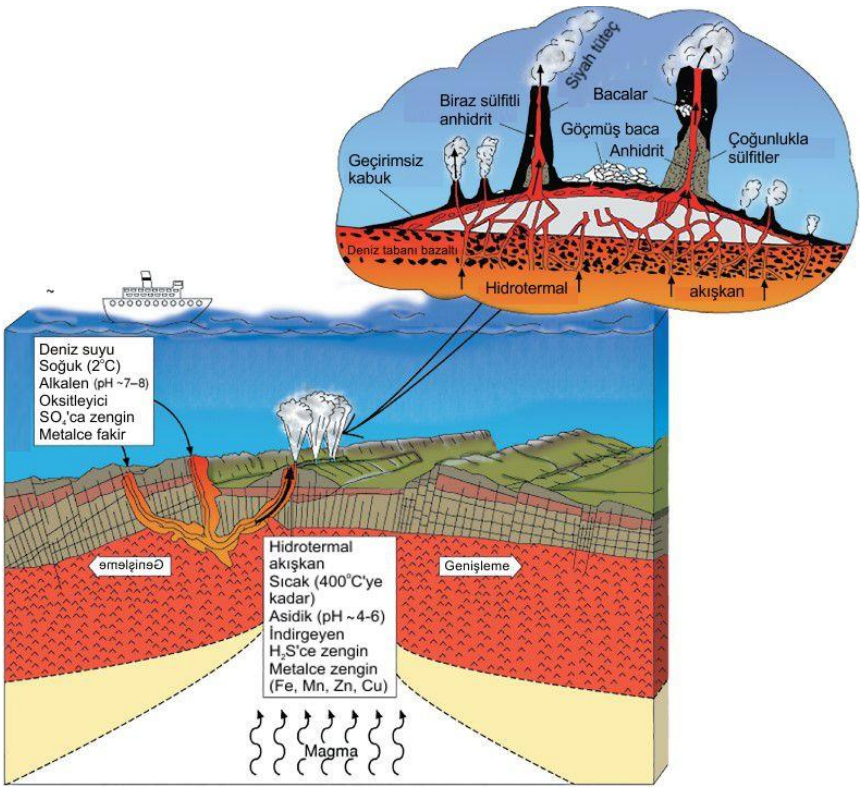
VMS ve SEDEX yatak türleri arasındaki süreklilik kavramı tartışmalı olup, okuyucunun bu iki yatak türü arasındaki kökensel bağlantı konusunda fazla kafa yormaktan kaçınması gerekir. Ana VMS ve SEDEX yataklarının Yerküre jeolojik tarihinin farklı zamanlarında ve farklı tektonik ortamlarda oluştuğu açıktır (Bölüm 6). Ayrıca, araştırmalar daha önce sinjenetik olduğu ve hidrotermal çözeltilerin

deniz tabanına eksalatif bacalanmayla ilgili olduğu düşünülen bazı tabakalı baz metal yataklarının ornatma işlemlerinin ürünü olma olasılığının daha yüksek olduğunu ve bu nedenle, kaynak olarak epijenetik olduğunu göstermiştir. Bu türden yeni bir yorumlama (örneğin) son zamanlarda Avustralya'daki Mount Isa yataklarına ilişkin olarak yapılmıştır (Perkins, 1997). Bu durum göz önünde bulundurularak, yine de VMS ve SEDEX yataklarını en azından ana cevher oluşum süreçleri söz konusu olduğunda kavramsal bir süreklilik olarak tartışmak uygundur. Her iki yatak türü de modern benzerleri açısından tartışılabilir. Bu da cevher oluşturma süreçlerinin doğrudan incelenebilmesi açısından avantajlıdır. VMS yatakları "siyah duman tüteçlernin" okyanus tabanlarındaki muhteşem keşifleri ışığında tartışılırken, SEDEX yatakları Kızıldeniz'de ve ayrıca Kaliforniya' Salton Denizi çevresinde kırıklarla ilgili hidrotermal aktivite açısından değerlendirilir.

3.8.1 "Siyah Dumanlı Tüteçler" - VMS Yatağı Oluşumu için Güncel Bir Karşılık

Okyanus tabanında ılık tuzlu suların çıktığı 1960'lardan beri biliniyor idiyse de, 1977'de Galapagos Rift'te "siyah dumanlı" hidrotermal bacaların keşfi (Ballard 1977) ve ardından Doğu Pasifik Yükselimi'nde 21°Kuzey'deki masif Cu-Zn sülfit bacaları ve höyüklerine dair yayınlanan rapor (Francheteau vd., 1979) denizaltı hidrotermal aktivitesinin özellikleri ve bu tür ortamlarda cevherleşmelerin oluşumunun anlaşılması üzerindeki muhtemel etkisi hakkında çarpıcı bilgiler sağlamıştır. Siyah dumanlı bacalar genellikle okyanus ortası sırtları boyunca uzanan ve aktif volkanizma bölgelerinde deniz tabanına çıkan sıcak (400 °C'ye kadar), metal yüklü, indirgen ve hafif asidik hidrotermal akışkanlar olarak tanımlanır (Şekil 3.21). Akışkanlar esas olarak soğuk (2 °C), alkali, oksitleyici ve metal bakımından fakir olan deniz suyundan kaynaklanır. Bazaltik okyanus kabuğunda dolaşırlar ve bu şekilde günümüzde Pasifik, Atlantik ve Hint Okyanusları ile Akdeniz'deki gözlenen sayısız siyah dumanlı tüteçlerle ilişkili hidrotermal akışkanları oluşturmak üzere metalleri toplarlar (Scott, 1997). Siyah dumanlı baca akışkanları genellikle anhidrit, barit ve pirit, pirotin, kalkopirit ve sfalerit gibi sülfit minerallerinin bir karışımından oluşan, baca adı verilen tüp benzeri yapılardan ve ayrıca gang opalin silika yoluyla dışarı çıkarlar.

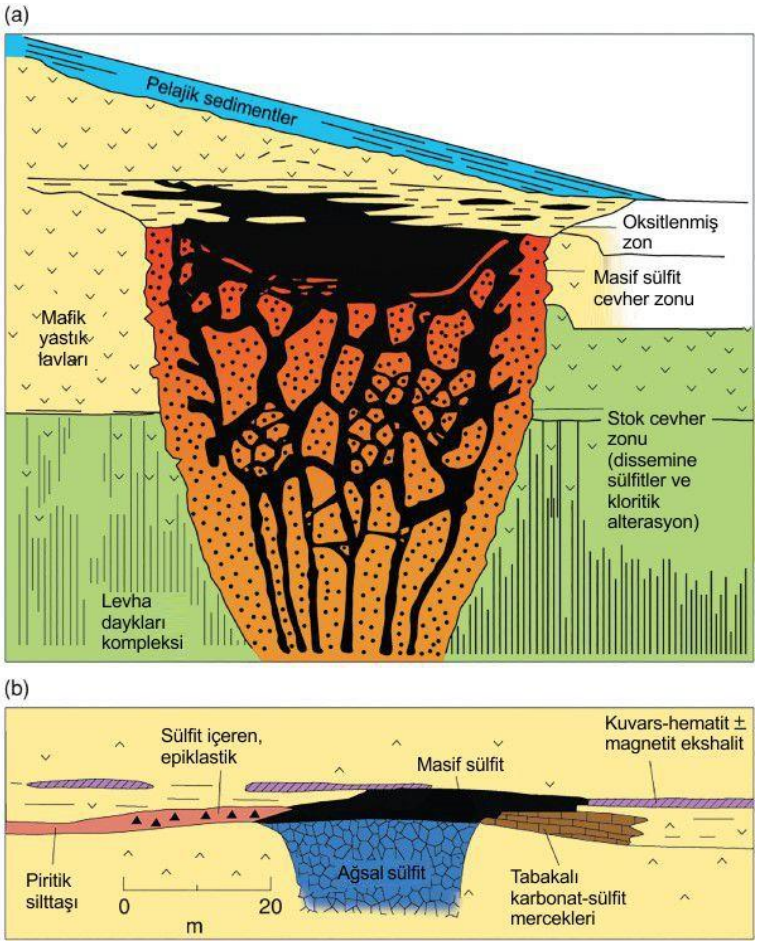
Metallerle yüklenmiş akışkanların okyanus tabanında boşalması, çoğu, hatta tüm VMS ve SEDEX yataklarının açıklanabileceği hidrotermal çıkış süreçlerini işaret eder. Okyanus ortası sırtları boyunca gelişen siyah dumanlı bacalar VMS yataklarının belirli bir türü için, yani konak kayası ofiyolit olan Cu-Zn yatakları [örneğin Trodos Masifi, Kıbrıs (Kutu 3.3)] için doğrudan bir analojiyi temsil etmektedir. Ofiyolitler okyanus ortası sırtı veya yay gerisi yayılma merkezinin bir kesitini temsil eder; kıta kabuğu üzerine bindirmiş ve korunmuşturlar. Levha dayk kompleksi, yastık yapılı bazalt ve pelajik tortulları içermesiyle bilinmektedir. Bacalarla çıkışın meydana geldiği yerde, okyanus tabanında, esas olarak pirit, kalkopirit ve sfalerit içeren bir masif sülfit merceği yer alır ve bunun altında boru benzeri bir dissemine sülfit zonu ve akışkanların okyanus tabanına doğru yol aldığı bir devreyi temsil eden yoğun kloritik alterasyon bulunur (Şekil 3.22a). Bu cevherleşme türünün geometrisi diğer VMS yataklarının çoğu için oldukça uygundur (Şekil 3.22b). Ancak, bu yataklar ada yayları, yay gerisi yayılma havzaları ve yay önü çukurlukları gibi diğer tektonik ortamlarda da oluşabilir. Diğer iyi bilinen Kıbrıs tipi VMS yatakları arasında Norveç'teki Lokken ve Finlandiya'daki Outokumpu bulunmaktadır. Kanada'nın Arkeen Superior Provensi, Besshi'deki Kidd Creek ve Mattabi yataklarını barındıran yeşiltaş kuşağı ve Japon ada yayının çok sayıda Kuroko tipi yatakları, İspanya ve Portekiz'in İber Pirit Kuşağı'ndaki Rio Tinto ve Neves Corvo yatakları, Newfoundland'daki Buchans ve Bathurst yatakları, Arizona'daki Jerome yatağı



Şekil 3.21 Deniz tabanında "siyah dumanlı tüteç" oluşumuna neden olan, okyanus ortası sırt ortamlarındaki akışkan özelliklerini ve dolaşım modelini gösteren kavramsal şema. Ek olarak, anhidrit-sülfür bacalarının devasa sülfit cevherleşmesi üzerinde nasıl geliştiğini gösteren bir kesit yer almaktadır (Lydon, 1988 ve Scott, 1997'den).

ve Tasmanya'daki Mount Lyell ve Hellyer yatakları diğer tektonik ortamlarda oluşan VMS yataklarının iyi bilinen örneklerindendir.

Güncel denizaltı çıkışlarının yerkabuğunda korunmuş veya fosilleşmiş olan mevcut VMS yataklarının oluşumuna uygun süreçler için iyi bir benzerliği temsil ettiği konusunda genel bir fikir birliği oluşmuştur. Mevcut VMS yataklarının özellikleri ve bunların cevher oluşum süreçlerinin özellikleri hakkında Franklin vd. (1981, 2005), Hekinian ve Fouquet (1985), Lydon (1988), Large (1992), Scott (1997), Galley vd. (2007) ve Hannington (2014) tarafından kapsamlı değerlendirmeler sunulmuştur. Mevcut birçok yatak üzerinde yapılan çalışmalar ilgili akışkanların baskın olarak deniz suyundan türediğini doğrulamaktadır. Ancak, sıvı kapanım ve kararlı izotop çalışmaları bazı durumlarda az bir magmatik akışkanın dolaşımdaki akışkan sistemine karışmış olabileceğini göstermektedir. Metallerin ana kaynağının, içinden deniz suyunun süzüldüğü volkanik kayalar olduğu düşünülmektedir. Bunu destekleyen kanıtlar kütle dengesi değerlendirmeleri ve farklı VMS yataklarındaki



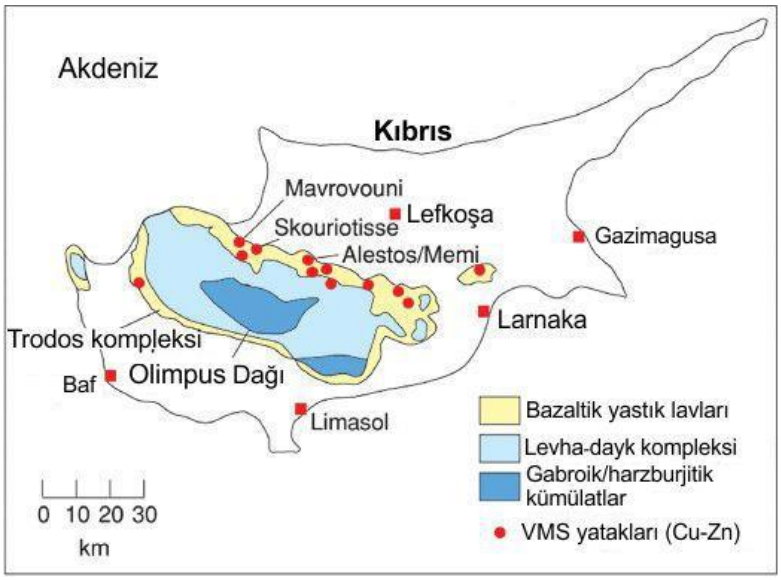
Şekil 3.22 (a) Konak kayası ofiyolit olan tipik bir Kıbrıs tipi VMS yatağının kesiti. Taban kayası levha dayk kompleksi ve bunlarla ilişkili, genellikle toleyitik bileşimli, yastık yapılı volkanik kayalardır (Hutchinson ve Searle, 1971'den). (b) Konak kayası ofiyolit olan tip dışındaki VMS yataklarının özelliklerini gösteren kesit. İlişkili volkanik kayaların bileşimi ortaç veya felsik olabilir ve kimyasal ve epiklastik çökeltilere daha yakın bir yanal bağlantı genellikle belirgindir. Okyanus tabanında oluşan ve altında dissemine sülfitlerin ve yoğun şekilde altere olmuş volkanik kayanın yer aldığı masif sülfit cevherinin merceği, genel olarak VMS yatakları için yaygındır (Large, 1992'den).

metal topluluklarının beklenen metal içerikleri ve ilişkili birincil magmatik kayadaki oranlardır. Örneğin, baskın olarak mafik bir volkanik kaynak kayanın yıkanmasını yansıtan Kıbrıs tipi VMS yatakları bir Cu+Zn metal birliği ile karakterize edilir (Franklin, 1993) ve bu durum mafik volkaniklerin çok daha yüksek Cu ve Zn içerikleri felsik eşdeğerlerinden daha fazla olduğu gerçeği ile açıklanır. Ancak, Pb için durum bunun tam tersidir (bkz. Bölüm 1'de Çizelge 1.2). Bir misal olarak, VMS ailesinin bir Zn-Pb-Cu varyantı olarak tanımlanan (Pirajno, 1992; Franklin, 1993; Misra, 2000) ve yaygın olarak yay ile ilişkili bimodal (yani felsik ve mafik) volkanizma ile ilişkilendirilmiş, Japonya'da Kuroko yataklarında farklı bir metal birlikteliği söz konusudur. Buna karşılık sülfür kaynağı esasen

deniz suyunun sülfat bileşeninden kaynaklanmaktadır. Sülfatın sülfite indirgenmesi baca çıkışından önce akışkan-kaya etkileşimi sırasında meydana gelir (Ohmoto vd., 1983). Large (1992) tarafından yapılan derlemede, VMS cevherlerinin ve deniz suyundan türemiş sülfat minerallerinin zaman içinde kükürt izotop varyasyonlarında benzer eğilimler sunduğu gözlenmiştir (en azından Fanerozoyik yataklar için).

Kutu 3.3 Deniz Tabanında Eksalatif Çıkışlar ve "Siyah Dumanlı Tüteçler": Trodos Ofiyolit Kompleksi VMS Yatakları, Kıbrıs

Kıbrıs'ta 91 My yaşlı Trodos ofiyolit kompleksi bindirme ile kıta üzerine yerleşmiş ve çok iyi incelenmiş bir okyanus kabuğu parçasını temsil eder. Bronz Çağı'ndan beri bakır madenciliğine konu olan bu kompleks çoğunlukla kuzey kenarı boyunca konak kayası yastık yapılı bazaltlar olan çok sayıda küçük ila orta büyüklükte Cu-Zn VMS yatakları içerir (Şekil 3.3.1). Ofiyolit iyi yüzlek vermiş olup, levha-dayk kompleksi ve yastık yapılı bazaltlar ve bunlar tarafından üzerlenen alt mafik ve ultramafik kümülatlarının (gabro ve podiform kromitit yatakları içeren harzburjit; bkz. Bölüm 1) bir okyanus kabuğunu kesitini sunar (Şekil 3.3.2). En büyükleri Mavrovouni (15 milyon ton) ve Skouriotissa (6 milyon ton) olmakla birlikte, yakın geçmişte birkaç yatak işletilmiştir (Herzig ve Hannington, 1995).



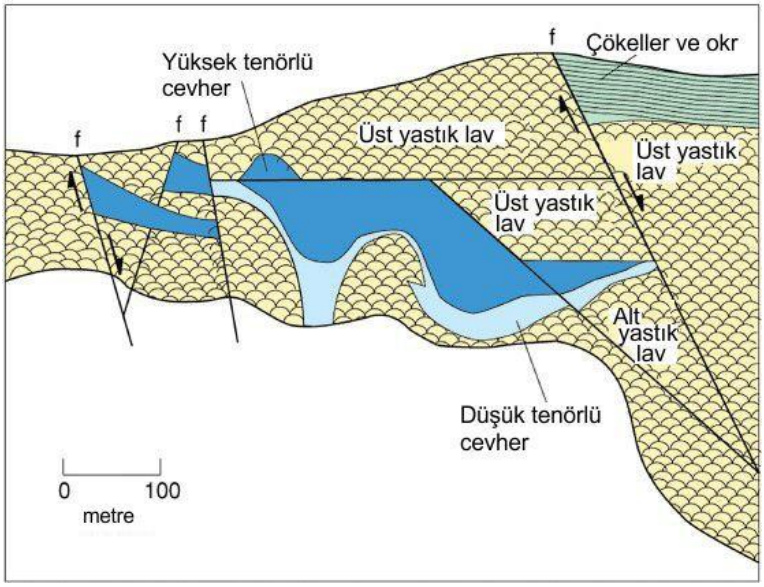
Şekil 3.3.1 Kıbrıs, Trodos ofiyolit kompleksinde gözlenen yastık lavların (a) ve levha dayklarıınn (b) fotoğrafları.

Kıbrıs'taki yataklarda cevherleşme, konak kayası yastık lavlar olan ve yoğun silisleşme ve klorit alterasyon zonlarıyla ilişkili daha az sfalerit içeren masif pirit ve kalkopiritten oluşur (Şekil 3.3.3; Constantinou ve Govett, 1973). Lavlar Fe ve Mn bakımından zengin (ombra olarak anılan) şeyller ve çörtler tarafından örtülür ve ayrıca Au derişimleri içerebilir. Trodos VMS cevherlerindeki cevherleşmeden sorumlu hidrotermal akışkan 300-350 °C sıcaklıklarda sırt ekseni paralel faylar boyunca yer alan siyah dumanlı tüteçlerden boşalan değişime uğramış deniz suyudur (Spooner, 1980). Kıbrıs

yataklarının özellikleri Atlantik ortasındaki sırtta aktif bir eksalatif baca çıkış sistemi olan TAG sahası ile doğrudan karşılaştırılmıştır (Eddy vd., 1998). Bununla birlikte, VMS cevherleşmesinin sırt ekseni boyunca meydana gelen magmatik aktiviteden uzak alanlarda da olabileceği de açıktır. Bireysel gabro plütonlarının intrüzyonları ve deniz dağları ile deniz tabanı kalderalarının oluşumu sırt ekseninden çok uzakta olabilecek alanlarda akışkan dolaşımını ve VMS cevherleşme tarzlarını destekleyen özelliklerdir. Aramacılık açısından bu gözlemin önemi büyük olup, Kıbrıs'taki Alestos ve Memi yatakları eksen dışı cevherleşmeyle ilişkili klasik VMS tipi cevherleşmenin iki örneğidir (Eddy vd., 1998).



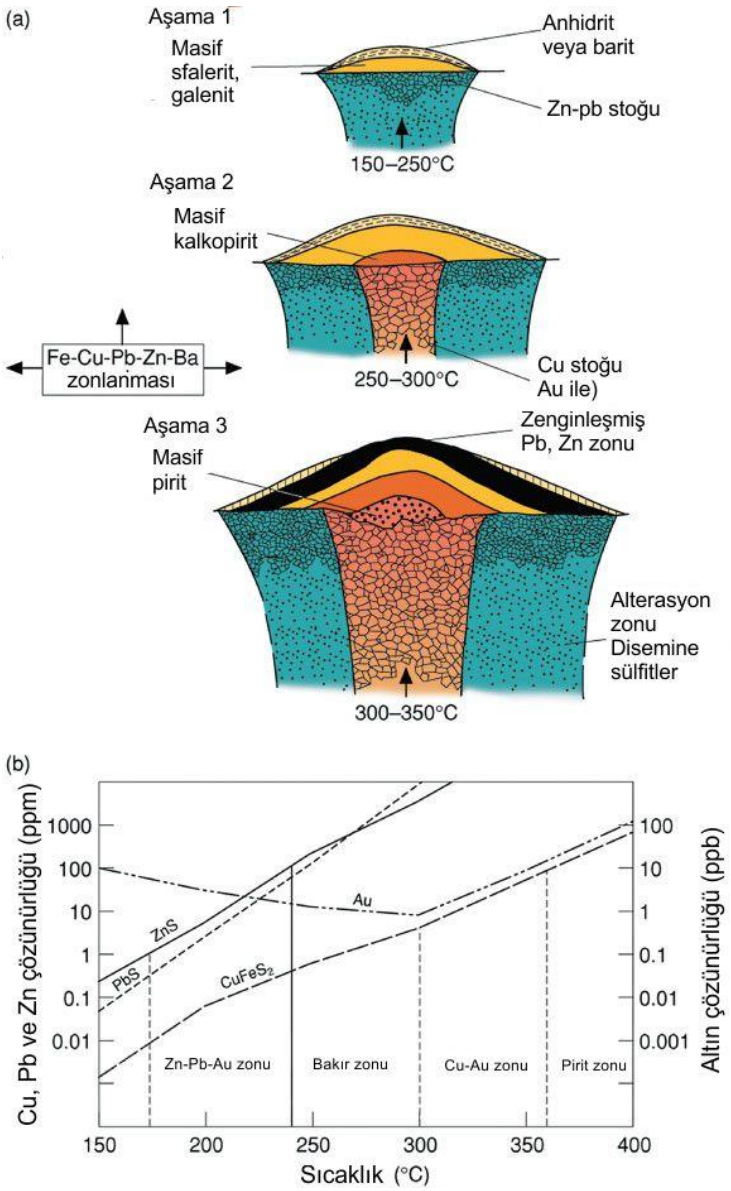
Şekil 3.3.2 Kıbrıs, Trodos ofiyolit kompleksinde gözlenen yastık lavların (a) ve levha dayklarıınn (b) fotoğrafları.



Şekil 3.3.3 Kıbrıs'daki tipik VMS cevherleşmesinin genel özellikleri ve geometrisi. Cevherleşme şekilde gösterildiği gibi yastık yapılı bazaltik lav akıntıları arasındaki ara yüzde yoğunlaşabilir veya üst yastık lavlar ile amber tortulları arasında meydana gelebilir (Constantinou ve Govett, 1973'den).

VMS yatakları alttan üste ve içten dışa doğru Fe'den Fe-Cu'ya, Cu-Pb-Zn'dan Pb-Zn-Ba'a bir dizi ile tanımlanan iyi gelişmiş metal zonlanma desenleriyle bilinmektedir. İlk bakışta bu dizinin bu metallerin değişken çözünürlüklerini ve cevher akışkanları soğudukça ardışık çökelmelerini yansıttığı görülmektedir. Ancak, ayrıntılı olarak bakıldığında bu zonlanmanın gelişimi daha karmaşıktır olup, şekil 3.23a'da (Large, 1992) açıklandığı gibi, akışkanların evrimini ve masif sülfit merceğinin zamanla büyüme mekanizmasını yansıtır. Bu modelde yatak büyüdükçe cevher akışkanının sıcaklığının zamanla artması öngörülmektedir. Düşük sıcaklıklar baz metallerin geçişi sırasında çok fazla çözünme sağlayamaz. Ancak, bu tür akışkanlar sülfat komplekslerini taşıyabilir ve deniz suyuyla karıştırıldığında anhidrit veya bariti çökeltebilir (düşük sıcaklıktaki baca çıkışlarıyla ilişkili görülen "siyah dumanlı bacalar"). Bununla birlikte, 250 °C'ye yaklaşan sıcaklıklarda Pb ve Zn'nun klorür kompleksleri olarak çözünürlükleri yüksek olur ve şekil 3.23b için geçerli koşullar altında 100 ppm'ye ulaşır. Bakır düşük çözünürlükte olacaktır. Ancak, Au bisülfit kompleksi olarak taşınabilir. Bu tür akışkanların boşalımı sfalerit ve galen ile birlikte barit/anhidritin yanı sıra az miktarda altının çökelmesine neden olacaktır (Şekil 3.23a, aşama 1,). Akışkanlar daha yüksek sıcaklıklara (250-300 °C) doğru evrildikçe kalıntı bir klorür kompleksi olarak önemli miktarda Cu içerebilirler ve kalkopirit taban taşında ağsal olarak ve masif sülfit yığınının tabanında çökelir (Şekil 3.23a, aşama 2). İkinci alanda kalkopiritin sfaleritin yerini aldığı görülmüştür. 250 °C'lik bir akışkanın Zn ve Pb'u çözme kapasitesi yüksek olduğundan, daha önce oluşmuş sülfit minerallerinin höyüğün içinde veya ona uzak bir yerde çözülmesi ve yeniden çökeltilmesi mümkündür. Zon rafinasyonu tipi bu süreç belirli VMS yataklarında görülen yüksek tenörlü masif sülfit örtülerinin gelişimini açıklar. Daha yüksek (300-350 °C) sıcaklıklarda hem Cu hem de Au klorür kompleksleri olarak çözelti halinde olup, sonuçta Au ve pirit ile birlikte kalkopirit çökelmesine yol açar. Bu modelde Ba-Zn-Pb-Cu-Fe dizisi azalan sıcaklıkta çözünürlük değişimleri açısından tahmin edilen parajenetik dizinin tersidir. Bu şema ayrıca VMS yataklarının deniz suyundan sülfit parçacıklarının çökelmesi veya çökmüş bacaların birikmesi yoluyla değil, alt kısımlardan metal girişi ile büyüyebileceğini öngörür. Son olarak, eksalatif baca çıkışlı ortamlarda sülfat indirgeyici bakterilerin varlığı ile desteklenen biyolojik ortamlardaki çökelme mekanizmalarının hem VMS hem de SEDEX yataklarının oluşumu sırasında önemli katkıda bulunan faktörler olabileceği vurgulanmalıdır. Örneğin, İrlanda Zn-Pb-Ba yatakları için deniz suyu sülfatın bakteriyel indirgenmesiyle büyük ölçekli sülfit çökelmesi önerilmiştir (bkz. yukarıda Alt Bölüm 3.5.3; Fallick vd., 2001).

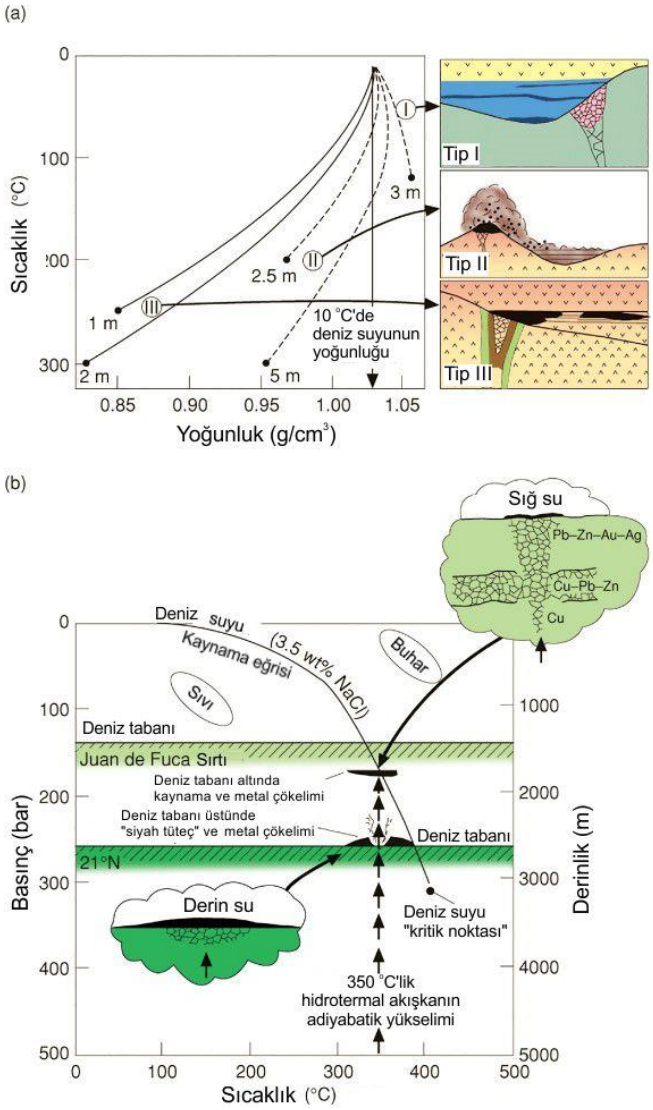
Tüm VMS yatakları klasik mercek şekilli bir sülfit höyüğü ve iyi tanımlanmış bir taban taşı alterasyon zonuna sahip değildir. Bazılarının morfolojileri düz veya tablamsı olup, taban taşı alterasyonu/cevherleşmesine dair çok az kanıt gösterecek veya hiç göstermeyecek şekilde, baca çıkışından uzakta bulunurlar. Diğerleri üst üste istiflenmiş masif sülfit mercekleri veya deniz suyu-kaya arasındaki etkileşim bölgesi altında önemli metal birikimi belirtileri sergilerler (Large, 1992). Atipik VMS yataklarının morfolojisi büyük ölçüde cevher akışkanlarının fiziksel özelliklerinin bir sonucu olabilir. Çünkü bunlar taban bloğundaki volkaniklerden yukarıya doğru yükselerek deniz tabanına yayılırlar. Sato (1972) cevher akışkanlarının sıcaklıklarının, tuzluluklarının ve soğuk deniz suyuyla karışım derecelerinin bir sonucu olarak deniz suyundan daha fazla veya daha az yoğun olabileceğini öne sürmüştür. Şekil 3.24a'da bir cevher çözeltisinin deniz suyundan daha yoğun olduğu ve baca çıkışının yakınında konsantre metal çökelmesine neden olduğu bir durum görülmektedir (Tip I). Cevher çözeltisi ve deniz suyu benzer yoğunluklara sahipse, metaller sahanın yakınında veya yakındaki topoğrafik çöküntülerde de çökelecektir (Tip II, Şekil 3.24a). Siyah dumanlı baca, akışkanların deniz suyundan daha az yoğun olduğu durumlarda



Şekil 3.23 (a) VMS yatakları için sıvıların evrimini, büyük sülfit yığınlarının büyümesini, zonasyon ve parajenetik diziyi açıklayan tarihsel model. (b) VMS cevher çökelimi sırasındaki akışkan koşullarına uygun Cu, Pb, Zn ve Au çözünürlüklerinin sıcaklığa karşı grafiği (pH = 4; 1 M NaCl; aH_2S = 0,001; SO_4/H_2S = 0,01) (her iki diyagram Large, 1992'den).

(Tip III, Şekil 3.24a) yüzer metal açısından zengin dumanlar daha uzaktaki deniz çökeltilerine dağılan metaller oluşturacaktır. Bunun özellikle verimli bir süreç olması muhtemel olmasa da, daha yüksek oranda okyanus tabanı çökelleri ile ilişkili uzak, düşük tenörlü yatakları açıklamak için olası bir mekanizma olmaya devam etmektedir.

Metallerin sistemde tam olarak nerede biriktiği hususunda önemli olabilecek diğer bir faktör, hidrotermal çözeltilerin kaynamaya girip girmediğiyle ilgilidir. Sıvı fazdan buhar fazına değişimi basınca bağlı olup, bazı siyah dumanlı baca akışkanları 400 °C'ye kadar çıkan sıcaklıklarda gözlenmiş olsa da, okyanuslarda derinlerde bulunan yüksek sınırlayıcı basınçlar



Şekil 3.24 (a) Çeşitli olası hidrotermal çözeltiler için 10 °C'de deniz suyuna göre sıcaklığa karşı yoğunluk grafiği (burada 1 M, 3 M, vb., NaCl molalitesini veya çözeltinin tuzluluğunu ifade eder). Farklı çözeltiler deniz suyundan daha az veya daha yoğun olabilir. Bir uçta metalleri baca çıkışından (Tip III) biraz uzağa dağıtabilen yüzer sorguçlar oluştururken, diğerinde metalleri çıkışın yakınında (Tip I) çökelteceklerdir (Sato, 1972'den). (b) Derin (21° N Doğu Pasifik Yükselimi) ve sığ (Juan de Fuca sırtı) deniz tabanına göre deniz suyunun (ağırlıkça %3,5 NaCl ile) kaynama eğrisini gösteren basınç (veya derinlik) ve sıcaklık grafiği. Kaynama üzerindeki güçlü basınç kontrolü nedeniyle, kabukta adiyabatik olarak yükselen 350 °C'lik bir hidrotermal akışkan, bir akışkan olarak derin bir okyanus tabanını kesecek ve denize metalleri çökelten siyah dumanlı bir baca gibi dışarı çıkacaktır. Daha sığ bir okyanusa çıkan aynı akışkan, zemini kesmeden önce kaynar; öyle ki, yüzeye sadece bir buhar fazı ulaşır. Böyle bir durumda metal çökelmesi muhtemelen okyanus tabanının altında meydana gelecektir (Delaney ve Cosens, 1982'den).

nedeniyle deniz tabanında akışkan olarak görünürler. Bu durum deniz suyu için kaynama noktası eğrisinin derin (21° N Doğu Pasifik Yükselimi ile temsil edilir) ve sığ (Juan de Fuca sırtıyla temsil edilir) okyanus tabanı ortamlarına göre çizilen şekil 3.24b'de gösterilmiştir. Kabuktan adiyabatik olarak yükselen herhangi bir 350 °C'lik hidrotermal çözelti henüz kaynama noktası eğrisiyle kesişmediği için okyanus tabanını bir akışkan olarak kesecektir. Siyah dumanlı bacadan deniz tabanındaki metal çökelmesi bu durumda cevher çözeltisinin neredeyse sınırsız hacimde soğuk deniz suyu ile karıştığı için hızlı bir şekilde sönümlenmesi ile meydana gelecektir. Buna karşılık, daha sığ bir deniz tabanına doğru hareket eden aynı akışkan, yüzeye çıkmadan önce kaynama noktası eğrisiyle kesişecektir (Şekil 3.24b). Okyanus tabanının altında kaynamanın, taban bloğunun breşleşmesini ve yerel metal çökelmesini teşvik etmesi muhtemeldir. Bu da muhtemelen yoğun ağsal cevherleşmeye neden olur. Klasik VMS yatağının meydana gelmesi olası değildir ve cevher kütleleri üst üste yığılmış görünebilir. VMS cevher ailesinde birçok varyant bulunmasına rağmen, denizaltı eksalatif modele uygulanabilen süreçler, bu çok önemli yatak sınıfının birçok özelliğini açıklar gibi görünmektedir.

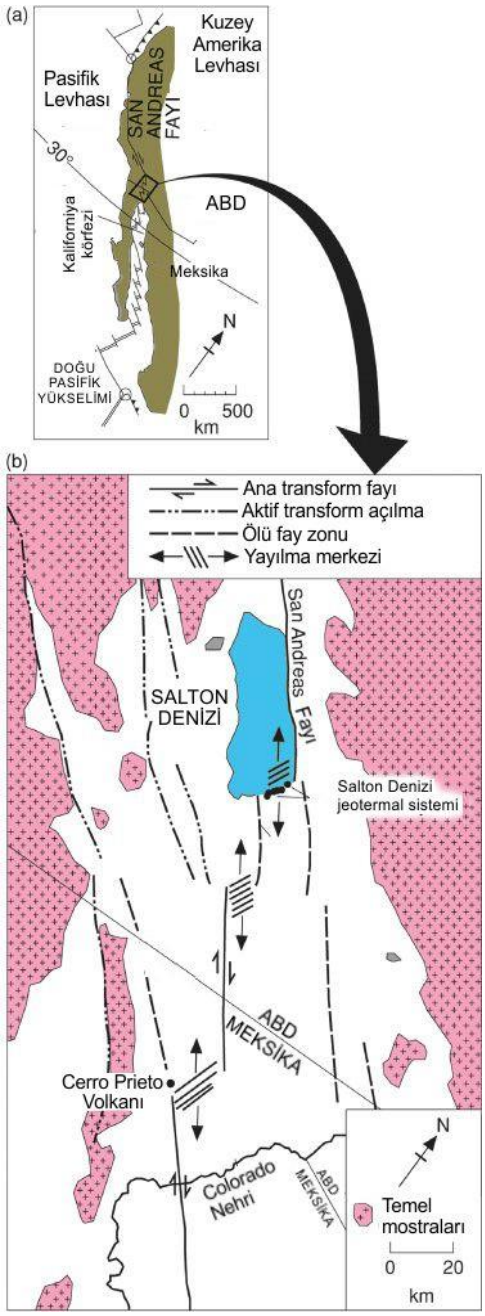
3.8.2 Salton Denizi ve Kızıldeniz Jeotermal Sistemleri - SEDEX Cevherleşme Süreçleri için Güncel Karşılıklar

SEDEX yatakları dünyanın bilinen Pb ve Zn kaynaklarının yarısından fazlasını içerir. Genellikle sayıca daha az olmalarına rağmen, VMS kategorisine göre daha büyük ve daha zengin yataklar ile temsil edilirler. Tipik olarak kraton içi rift havzalarında oluşurlar ve volkanik kayalarla çok az ilişkisi veya doğrudan ilişkisi hiç olmayan denizel kırıntılı veya kimyasal tortullar içinde oluşurlar. Dünya'nın en büyük SEDEX yataklarının çoğu Paleo-Mezoproterozoik yaşlıdır. İyi bilinen yataklardan bazıları Doğu Avustralya'daki HYC (McArthur Nehri), Mount Isa ve Broken Hill, British Columbia'daki Sullivan, Güney Afrika'daki Aggeneys ve Gamsberg ve Hindistan'da Rajpura-Dariba şeklinde sıralanabilir. Önemli bir yatak grubu Paleozoyik yaşlı olup, Almanya'da Meggen ve Rammelsberg, İrlanda'da Navan, Alaska'da Red Dog ve Kanada'daki Howard's Pass bu yataklardan bazılarıdır.

SEDEX yataklarının oluşumuna dair güncel benzerlerine örnekler Salton Denizi ve Kaliforniya Körfezi'nden (Şekil 3.25) ve ayrıca Kızıldeniz'den verilmiştir. Bu hidrotermal sistemlerin incelenmesi, hem sin-SEDEX'in hem de alterasyon işlemlerinin geçerli olduğunu ve bir dereceye kadar, konak kayası tortul olan stratiform yatakların kökenine ilişkin devam edegelen tartışmaları azaltmak için kullanılabileceğini ortaya koymaktadır.

3.8.2.1 Salton Denizi Jeotermal Sistemi

Doğu Pasifik Yükselimi Kaliforniya Körfezi'nin başında Kuzey Amerika levhasıyla kesişir (Şekil 3.25a). Bu noktada bu okyanus ortası sırtı boyunca hâkim olan gerilmeler esasen sağ yönlü San Andreas fay sistemini oluşturmak üzere kıtaya aktarılır. Fay aktif, rift ile ilişkili çökelimle nitelenen, Imperial Valley adı verilen kuru bir dağ arası bölgeden geçmektedir. İlk yerleşimciler bu vadide 1800'lerin sonlarında birkaç yıl boyunca tuzdan istifade edilen Salton Sink adlı devasa bir tuz tavası keşfetmişlerdir. Ancak, 1905'te Colorado Nehri'nden Imperyal Valley'deki ilk yerleşimcilere sulama suyu getirmek için inşa edilen bir kanal ilkbahar selleri nedeniyle yarılınca bu büyük nehrin tüm hacmi o zamanlar denizden yaklaşık 100 m aşağıda olan Salton Sink'e yönlendirilmiştir. Colorado Nehri yarılan kısmın kapatılmasından iki yıl önce doğal yatağına geri döndürülmüştür. Tuz tavası o zamana kadar birkaç yüz kilometrekarelik bir alanı kaplayan dev bir iç göl olan Salton Denizi'ne dönüşmüştür. Göl suyu tabanındaki tuzu çözdüğü için Salton Denizi kısa sürede acı bir hale gelmiştir. Buharlaşma Salton Denizi sularının tuzluluğunu da bugün gözlenen

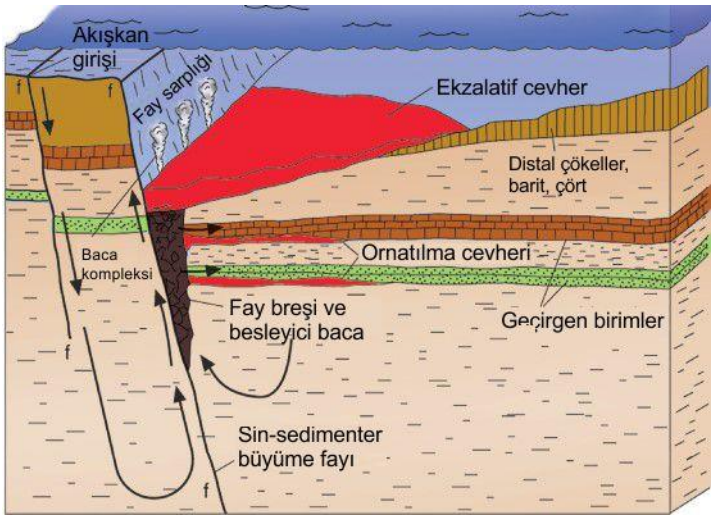


Şekil 3.25 Salton Denizi Jeotermal Sistemi (SSJS) ve Kaliforniya Körfezi transform fay bölgesi ve sağ yönlü San Andreas fay sistemine göre konumu (küçük harita) (McKibben ve Hardie, 1997'den).

Na-Cl-SO_4 baskın bileşime yükseltmiştir (McKibben ve Hardie, 1997).

Geçtiğimiz yüzyıl boyunca Salton Denizi'nden gelen su fayla ilişkili yollar boyunca ve daha önce oluşmuş göl çökeltileri aracılığıyla dolaşarak geniş bir jeotermal sistem oluşturmuştur ve bu sistemden şu anda jeotermal enerji üretilmektedir. Buna ek olarak, doğrudan Salton Denizi sularından türeyen ve bölgede hâkim yüksek jeotermal gradyan ile aktif volkanizmanın kombinasyonuyla ısıtılan sıcak metalik tuzlu sular pek çok noktadan çıkmaktadır. Bu sahalar aynı zamanda cevher oluşum süreçlerinin çalışılması için özellikle ilgi çekici olanlardır (White, 1963; Skinner vd., 1969). Aktif bir sismik ve volkanik, kıtalar arası rift ortamında yer alan, iyi anlaşılmış akışkan bileşimi ile dolaşım yollarının kombinasyonu, Salton Denizi jeotermal sistemini, evrimi gözlemlenebilen ve konak kayası eski tortullar olan cevher oluşum süreçleri hakkında birçok çıkarımın yapılabildiği, bir cevher oluşum ortamının klasik bir örneği haline getirmiştir. SEDEX cevher oluşum süreçlerinin anlaşılmasına açık bir şekilde uygulanabilirliğine ek olarak, bu ortamda gözlenen süreçler Orta Avrupa'daki Kupferschiefer cevherleri ve Orta Afrika Copperbelt gibi rift ile ilgili stratiform Cu yataklarının oluşumu ile ilgili olabilir (McKibben vd., 1988; McKibben ve Hardie, 1997).

Salton Denizi jeotermal sistemi bir denizaltı ortamında bulunmasa da, sistemin geometrisi ve ilgili süreçler akışkanların çökelme sırasında ve hemen sonrasında dolaştığı, konak kayası tortul olan hidrotermal baz metal yataklarının anlaşılmasında yararlı olduğu düşünülmektedir. SEDEX cevherleşmelerinin oluşabilmesi için çeşitli koşulların geçerli olması gerekir. Bunlar arasında bol miktarda akışkan kaynağı, zengin bir metal kaynağı ve kompleks oluşturucu maddeler, aktif riftleşme ve deformasyona bağlı akışkan hareketi bulunur. Salton Denizi etrafındaki jeotermal kuyulardaki ayrıntılı çalışmalar 1000-3000 m derinliklerinde sıcak (350 °C), yoğun (ağırlıkça %26'ya kadar çözünmüş katı madde) bir Na-Ca-K-Cl tuzlu



Şekil 3.26 SEDEX tipi Pb-Zn cevherlerinin oluşum ortamını gösteren diyagram ve bu cevherlerin oluşumu için hem eksalatif hem de ornatma konseptlerini içeren bir senaryo (Goodfellow vd., 1993; Misra, 2000'den).

suyunun var olduğunu göstermiştir (McKibben vd., 1988). Bu akışkan ayrıca yerel göl çökellerinden türeyen, özellikle Fe, Mn, Pb, Zn ve Cu gibi önemli derişimlerde metal içerir. Bu metallerin çökelmesi, sıcak metal yüklü tuzlu suyun daha soğuk, yüzey sularının yaklaşık 1000 m altında seyreltik yüzey suları ile karışmasıyla konak kayası tortul olan baz metal sülfit damarları ve buna bağlı kloritik alterasyon oluşması yoluyla sağlanmıştır. Bu açıkça bir eksalatif sistem değildir; oluşan cevherler karakter olarak epijenetik görünecektir. Bu ortamda oluşan cevherler yine de stratiform bir geometriye sahip olabilir ve metaller, diyajenetik çimentolar veya kolayca çözülebilen detritik mineraller gibi önceden var olan fazların değiştirilmesiyle çökeltilir. Salton Denizi ortamında, özellikle enerjik akışkan sirkülasyonu durumunda, metal yüklü tuzlu suyun göl tabanını kesebilmesi ve okyanus ortası sırtlarda siyah dumanlı bacalarından boşalım gibi cevher taşıyan çözeltileri boşaltması şeklinde geliştiği düşünülebilir. Bu nedenle, SEDEX cevher kütlelerinin akışkan boşalımı sırasında çökelen tortullarla hem sinjenetik hem de eksalatif olarak görünmesi, ancak aynı zamanda taban bloğu çökel istifine göre belirgin bir şekilde epijenetik olması uygun görünmektedir (Goodfellow vd., 1993). Şekil 3.26'da SEDEX yataklarının temel özelliklerini gösteren ve sinjenetik eksalatif ve epijenetik alterasyon tipi cevherlerin eş zamanlı olabileceği ve aynı sistemin bir parçasını oluşturabileceği kavramını içeren bir model sunulmuştur.

3.8.2.2 Kızıldeniz ve VMS-SEDEX Sürekliliği

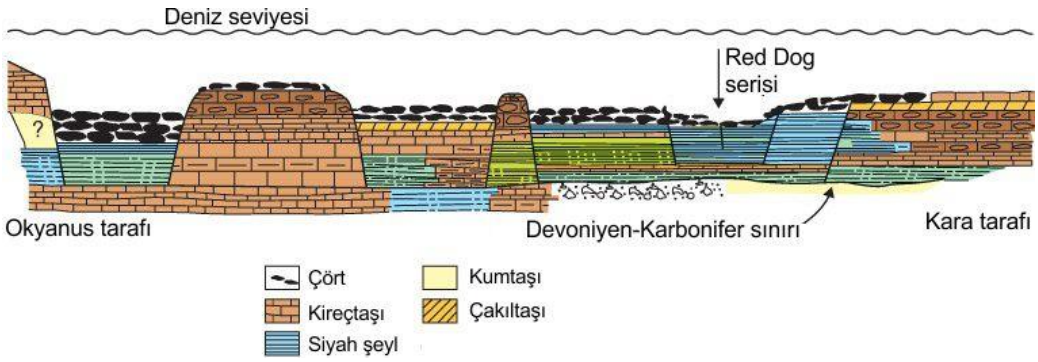
Doğu Pasifik Yükselimi'nin (okyanus ortası sırtı) Kuzey Amerika kıtasına doğru uzanarak San Andreas fay sistemini oluşturması (Şekil 3.25) VMS ve SEDEX cevherleşmeleri arasında kavramsal bir sürekliliğin var olduğu görüşünü desteklemektedir. Doğu Pasifik Yükselimi'nde 21° Kuzey'de okyanus tabanında günümüz siyah dumanlı bacaları ve Salton Denizi'nin aktif, metal yüklü jeotermal sistemleri belki de VMS ve SEDEX cevher oluşum sistemleri yelpazesindeki uç durumları temsil etmektedir. Kaliforniya Körfezi'ndeki Guaymas Havzası'nın, tip lokasyonu Japonya'daki Besshi tipi cevherler olarak da bilinen, konak kayası karasal çökeller olan VMS cevherleşme türlerini içerdiği bilinmektedir. Bu ara cevherleşme biçimleri aynı zamanda VMS ve SEDEX baz/değerli metal cevherleşme türlerinin hem tektonik ortam hem de hidrotermal sistemler açısından bağlantılı olabileceği görüşünü desteklemektedir. VMS ve SEDEX yatak türleri

arasındaki kavramsal bağlantının belki de en iyi örneği Afrika ile Arabistan'ı ayıran Kızıl Deniz riftidir. Kızıl Deniz, gelişiminin ilk aşamalarında aktif jeotermal baca çıkışı ve deniz tabanındaki çöküntülerde biriken killi çamurlarda baz metal yataklarının çökelmesini içeren bir okyanus havzasıdır (Bischoff, 1969). Çamurların yaklaşık 50 milyon ton zengin Zn-Cu-Pb-Ag-Au cevherleşmesi içerdiği tahmin edilen, Atlantis II Deep olarak bilinen bir sahada cevherleşme özellikle iyi gelişmiştir. Kızıl Deniz cevherleşmesinin jeolojik ve tektonik ortamı okyanus ortası sırtı VMS ortamına benzer olsa da siyah dumanlı bacaların ve cevherleşmede hem kırıntılı hem de karbonat-tortul konak kayalarının varlığı, belki de SEDEX cevherlerine daha benzer özelliklerdir (Pirajno, 1992).

Kutu 3.4 Sedimenter Eksalatif (SEDEX) Süreçler: The Red Dog Zn-Pb-Ag Yatağı, Alaska

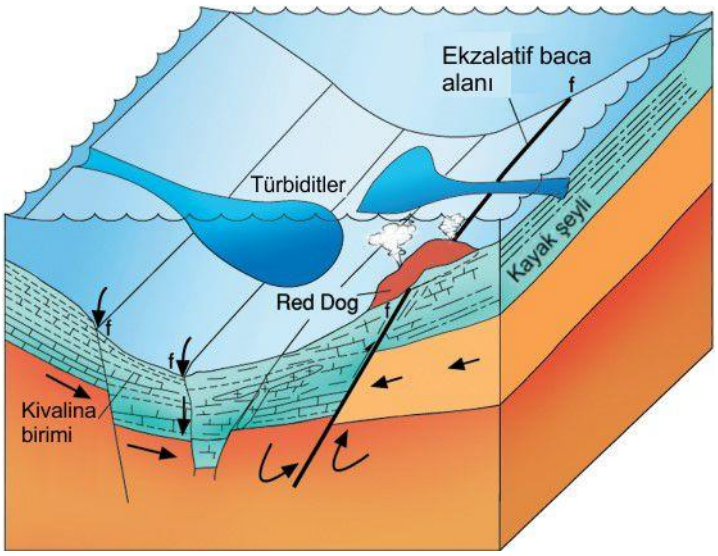
Kuzeybatı Alaska'daki Red Dog madeni şu anda dünyanın en büyük çinko konsantresi üreticisi olup, yıllık küresel tedarikin yaklaşık %6'sını sağlamaktadır. Çok zengin olan bu yatağın 2002 yılındaki 100 milyon tona yakın rezervinde tenörler %18 çinko, %5 kurşun ve 85 g/ton gümüş şeklindedir (www.teck.com). 1968'de havadan, sülfit cevherlerinin oksidasyonunun neden olduğu kayalarda bir renk anomalisi fark eden zeki bir orman pilotu tarafından keşfedilmiştir.

Red Dog cevherleri Kuzey Alaska'daki Brooks Sıradağları'nın De Long dağlarında Karbonifer yaşlı siyah şeylin ve Kuna formasyonunun kireçtaşları içinde gelişmiştir. Konak kayaları Jura orojenezi sırasında bir dizi bindirme alloktonuna dönüşmüştür. Şekil 3.4.1'de bindirmeden önce Brooks Sıradağları'ndaki Devoniyen-Karbonifer çökel istifi boyunca yorumlanmış bir kesit görülmektedir. Kireçtaşları ve türbiditik topluluklar da dâhil olmak üzere tortul istif yakın çevrede herhangi bir volkanizma belirtisi olmaksızın, sınırlı bir okyanus havzasındaki çökelme ile uyumludur. İstifteki ani yanal fasiyes değişiklikleri havza boyunca akışkan dolaşımını kolaylaştıracak olan sedimenter büyüme faylarının varlığına işaret etmektedir.



Şekil 3.4.1 Brooks Sıradağında Red Dog madenindeki konak kayaların çökelme yerleşimini gösteren, Devoniyen-Karbonifer çökelleri boyunca bindirme öncesini yorumlayan enine kesit. Senkron sedimenter büyüme fayları ve ani yanal fasiyes değişimleri de bölgesel istifin bir özelliğidir (Moore vd., 1986'dan).

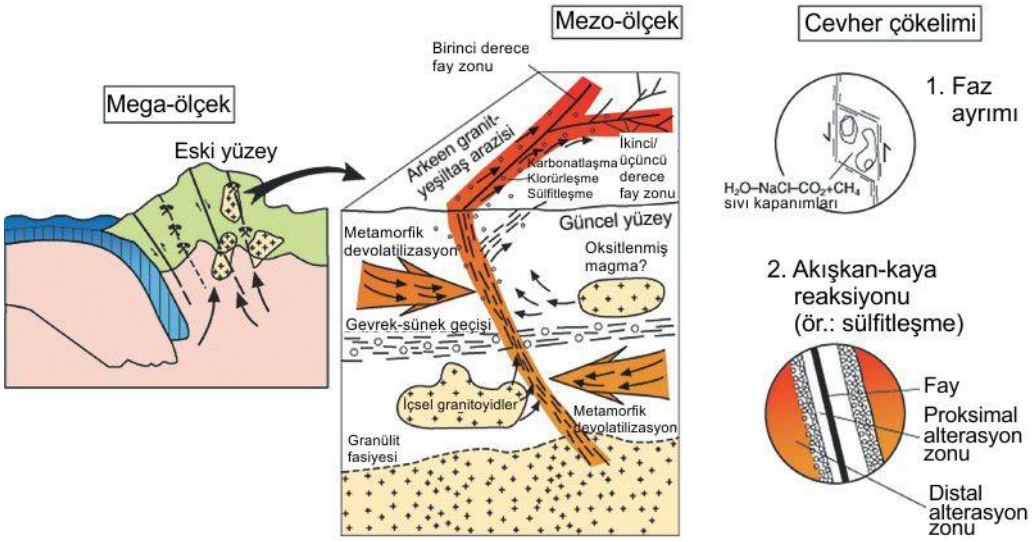
Cevherleşme stratiformdur ve bindirmelere rağmen nispeten yatay bir konumda bulunmaktadır (Moore vd., 1986). İçinde zayıf tabakalı sülfit minerallerinin (sfalerit, pirit-markazit ve galen) oluştuğu yanal olarak geniş silisleşme zonları (çört ve kalsedon) ile belirgindir. Barit cevherle yakından ilişkili olup, cevherleşmiş bölgeleri örtme eğilimindedir. Cevher zonlarının ilginç bir özelliği, günümüz eksalatif baca çıkış ortamlarında gözlenen biyotik yapılara benzer şekilde, solucan tüpleri olarak yorumlanan kıvrımlı silindirik yapıların ortaya çıkmasıdır. Bu kanıt, silika ve sülfit çökelmesinin okyanus tabanındaki kaya-su arayüzünde meydana geldiği ve bu nedenle tortulların çökelmesiyle eş zamanlı olduğu fikrini desteklemektedir. Bununla birlikte, Red Dog'daki çökellerde sülfit ornatması için ikili eksalasyon ve yer değiştirme işlemlerinin gerçekleştiğini gösteren kanıtlar da vardır (bu bölümde Alt Bölüm 3.8.2).
Şekil 3.4.2'de Red Dog'daki cevher oluşum ortamının basitleştirilmiş bir modeli görülmektedir. Karbonifer'de organik açıdan zengin deniz çökeltilerinde dolaşan akışkanlar bu konak kayalardan metalleri gidermiş ve eşzamanlı sedimenter büyüme faylarının meydana getirdiği alanlarda okyanus tabanına boşaltılmıştır. Red Dog'daki cevherleşme masif, breşik ve zayıf tabakalıdır. Bu da sülfitlerin baca çıkış bölgelerine oldukça yakın bir yerde çökeltildiğini düşündürmektedir (Moore vd., 1986). Sülfit minerallerindeki değişken kükürt izotop işaretleri çökeltinin yüzer bir hidrotermal dumanla deniz suyunun karışmasının bir ürünü olduğunu ve bunun da zamanla giderek daha oksik hale geldiğini göstermektedir. Deniz suyu sülfitlere göre barit çökelmesini tercih edecek kadar oksitlendiğinde cevherleşmenin durduğu öne sürülmektedir (Moore vd., 1986).



Şekil 3.4.2 Red Dog yatağı için Karbonifer'deki cevher oluşumu ortamını gösteren basitleştirilmiş blok diyagram (Moore vd., 1986'dan).

3.9 Sulu-Karbonik Metamorfik Akışkanlarla İlişkili Maden Yatakları

Dünyadaki altın yataklarının önemli bir kısmı genel olarak düşük tuzluluk, nötüre yakın pH ve karışık H_2O-CO_2 bileşimleriyle kendine özgü metamorfik akışkanların oluşumuyla genetik bağlantılıdır. Bu altın yataklarının yerküre tarihinin tüm dönemlerinde oluşmuş birçok farklı türü olup, yakınsayan levha kenarlarında sıkışmadan kaynaklanan bölgesel olarak metamorfize olmuş arazilerle ilişkilendirilir ve *orojenik altın yatakları* olarak adlandırılır (Groves vd., 1998). Bunlar ayrıca yaygın olarak yaklaşık 300 °C sıcaklıklarda oluşmaları ve kuvars-damarı veya kırık ağırlıklı cevher sistemleri olmaları nedeniyle özellikle eski literatürde, "mezotermal" veya "damar tipi (lode-gold)" yatakları olarak da anılırlar. Orojenik altın yatakları genellikle Arkeen granit-yeşiltaş arazileri ile ilişkilendirilse de (bkz. Bölüm 6) çeşitli Proterozoyik ve Fanerozoyik dönemlerde de orojenik altın cevherlerinin önemli örnekleri vardır. Tüm orojenik altın yataklarını birbirine bağlayan baskın ve ayırtman kökensel özellikler büyük yığışımsal veya çarpışmalı orojenik dönemlerle eşzamanlılık gösteren ve metamorfik (ve bazı durumlarda magmatik) derin oturmuş makaslama ve kırık zonları boyunca çeşitli kabuk seviyelerinde metalleri çökelten akışkanların ürünüdürler (Şekil 3.27). Bu yatakların çeşitli P-T koşullarında oluştuğu, granülitten yeşil şist fasiyesine kadar çeşitli metamorfik derecelere maruz kalan kayalarda geliştiği ve sünek ile kırılgan arasında değişen yapısal rejimlere maruz kaldığı yaygın olarak kabul edilmektedir (Colvine, 1989; Groves, 1993).



Şekil 3.27 Şekil 3.27 Arkeen orojenik altın yataklarının temel özelliklerini gösteren şematik çizimler. Bunların çoğu aynı zamanda Proterozoyik ve Fanerozoyik örnekler için de geçerlidir. Mega ölçekteki yapıların ana özellikleri, yatakların metamorfizmanın, ana yapısal süreksizlikler boyunca odaklanan akışkanların üretimine neden olduğu bir yakınsayan levha kenarıyla ilişkili olmasıdır. Mezo ölçekte yeşiltaş kuşaklarının kenarları içinde veya kenarları boyunca büyük makaslama zonları, geniş yoğun alterasyon zonlarının eşlik ettiği bölge ölçeğinde cevherleşme konak kayalarını temsil eder. Bireysel yataklar ikinci ve üçüncü dereceden yapılar boyunca meydana gelir. Cevher çökelimi akışkan kaya reaksiyonunun ve/veya H_2O-CO_2 faz ayrışmasının bir fonksiyonudur (Hagemann ve Cassidy, 20002den).

Aşağıdaki alt bölümlerde jeolojik zaman boyunca oluşan çeşitli orojenik altın yatakları ele alınmıştır. Ayrıca, orojenik altın yataklarıyla birçok ortak özelliği paylaşan Carlin tipi yataklar ve Witwatersrand ve Tarkwaian yatakları gibi kuvars çakıllı konglomera içinde bulunan altın cevherlerindeki hidrotermal bileşenler de incelenmektedir.

3.9.1 Orojenik Altın Yatakları

Orojenik altın yatakları pek çok farklı türde oluşmuştur. Bunların tek bir kategoride sınıflandırılması tartışmalı olacaktır. Bununla birlikte, tanımlayıcı ve düzenleyici bir bakış açısından bir sınıflama yapmak gerekli olup, var olan farklı alt türlerin tanınması belki de en iyi jeolojik zaman ve kabuk evrimi açısından olacaktır.

3.9.1.1 Arkeen

Dünyadaki granit-yeşiltaş arazilerinde bulunan birçok önemli altın yatağı büyük bir altın metalojenik çağı olan Arkeen'de oluşmuştur. Bu yataklara örnek olarak, Kanada'nın Superior Provensi, Batı Avustralya'nın Yilgarn Kratonu ve Zimbabve Kratonu verilebilir. Arkeen orojenik altın yataklarının bir özelliği mafik volkanikler, kırıntılı metasedimentler ve bantlı demir oluşumlarının yanı sıra bunlarla ilişkili felsik plütonik kayalar da dâhil olmak üzere konak kayalarının çeşitli litolojilerden oluşabilmesidir. Konak kaya litolojilerinin çeşitliliğine rağmen, akışkanların dolaştığı kabuk derinliğine bağlı olarak kırılgan, kırılgan-sünek veya sünek deformasyon olarak tezahür eden yüksek gerilmeli bölgeler ile ilişkili olarak bulunurlar. Arkeen yataklarının doğası ve özelliklerinin incelemeleri Witt (1991), McCuaig ve Kerrich (1998), Mikucki (1998) ve Hagemann ve Cassidy (2000)'de bulunabilir. Şekil 3.27'de Arkeen orojenik altın yataklarının temel özellikleri sunulmuştur. Bir mega ölçekte Abitibi (Superior) ve Norseman-Wiluna (Yilgarn) yeşiltaş kuşaklarında korunanlar gibi, akışkan hareketi, alterasyon ve cevherleşmenin kabuksal ölçekli bölgelerini oluşturmak için gereken enerji, nihayetinde orojenik süreçlerden türer. Kabuk kalınlaşması, deformasyon, metamorfizma ve sinorojenik magmatizmanın tümü, akışkanların nihai kökeninde ve bunların kabuğa doğru odaklanmış akışında önemli roller oynar. Cevherleşmede yer alan akışkanların büyük bir kısmı bölgesel prograd metamorfizmaya eşlik eden dehidrasyondan kaynaklanıyor gibi görünmektedir. Bu akışkanlar oldukça indirgenmiş olup (kuvars-fayalit-manyetit veya QFM tamponu etrafında fO_2), altın özellikle $Au(HS)_2^-$ kompleksi olarak taşınır (Hagemann ve Cassidy, 2000; Ridley ve Diamond, 2000). Oksitlenmiş granitik magmadan cevherli akışkanların türemesi de muhtemel olarak kabul edilir. Ancak, bu tür akışkanlar muhtemelen cevherleşme ve granit intrüzyonu arasında mekânsal bir bağlantının olduğu veya Au ile Mo, W veya Cu gibi metaller arasında bir ilişkinin olduğu ortamlarla sınırlıdır (Burrows ve Spooner, 1987). Altın cevherleşmesi metamorfizmanın bölgesel zirvesi ile büyük ölçüde eşzamanlı ise de, bu tepe üst kabuktaki çökelme yerinden ziyade alt kabukta olabilir. Akışkanlar uzunlukları doğrultu boyunca onlarca ila yüzlerce kilometre olan, kabukta önemli derinliklere uzanan büyük yapısal süreksizlikler boyunca odaklanma eğilimindedirler. İyi cevherli yapısal sistemlerin örnekleri arasında Abitibi kuşağındaki Larder Gölü-Cadillac fay zonu ve Yilgarn kratonundaki Boulder-Lefroy fay zonu bulunmaktadır. Bireysel yataklar ve madenler tipik olarak bu büyük süreksizlikler içindeki ikinci ve üçüncü dereceden yapılar boyunca bulunurlar. Akışkanın bu yapılar boyunca hareketi, yukarıda alt bölüm 3.3.3'te tartışıldığı gibi fay vanası modeli ile açıklanmaktadır. Bölgesel ölçekte cevherleşme alanları, kanalın çevresinde onlarca kilometre uzayabilen yoğun karbonatlaşma ve kloritleşme bölgeleri ile işaretlenmiştir (bkz. Kutu 3.2). Alterasyon metal çökelmesinde önemli bir rol oynar; bu durum özellikle yoğun yan kaya alterasyonu ve sülfidizasyon durumudur. H_2O-CO_2 faz ayrımı da altın çökeliminde önemli bir süreç olarak kabul edilir ve kuvars damarlarında "bonanza"

altın birikimlerinin yerleşimini açıklayabilir. İkinci mekanizma, altın cevherleşmesinin kırılgan-sünek geçiş ile ortak ilişkisini de açıklayabilir. Çünkü, bu bölge büyük ölçüde H_2O-CO_2'nin karışmasının meydana gelebileceği ilgili P-T koşullarıyla çakışır (bkz. Şekil 3.5b). Metamorfik ile meteorik akışkanların karışması kabukta daha yüksek seviyelerde altın çökelmesini açıklayabilir.

3.9.1.2 Proterozoyik

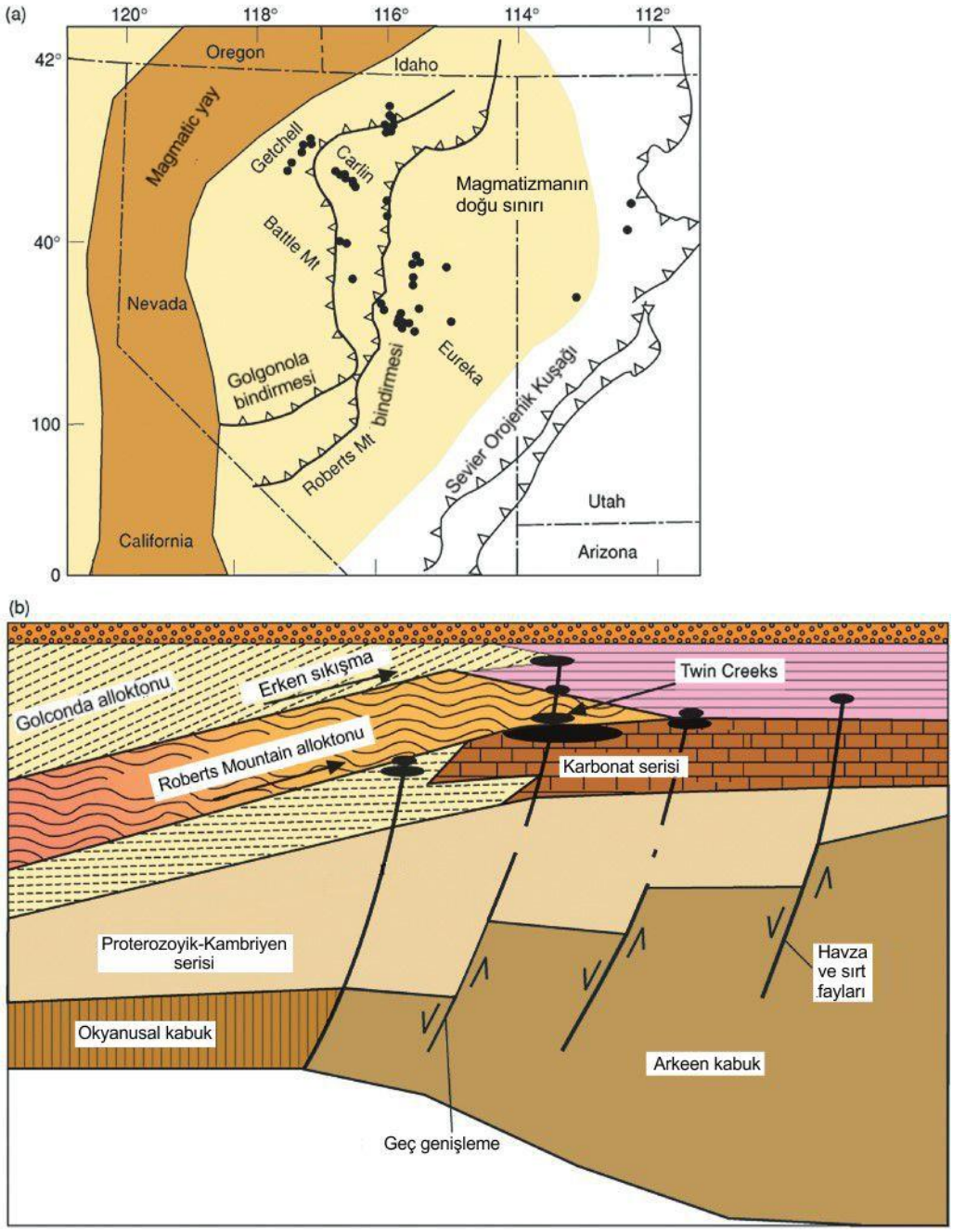
Proterozoik Üstzamanı altın cevherleşmesi açısından Arkeen veya Fanerozoyik çağları kadar önemli değildir (bkz. Bölüm 6). Bununla birlikte, bu döneme ait önemli birkaç orojenik altın yatağı örneği vardır. Batı Afrika'daki Ashanti-Obuasi ve Birimian orojenezi, Batı Avustralya'daki Telfer, Güney Dakota'daki Homestake (ABD), Güney Amerika'daki Omai Guayanian kratonu ve Güney Afrika'daki Sabie-Pilgrim's Rest altın sahası bunlardan bazılarıdır. Tüm bu örnekler büyük orojenez dönemleri ile ilişkili olup, büyük ölçüde Arkeen orojenik altın yataklarının oluşumuna uygulanabilenlere benzer özellikte metamorfik akışkanlar içerirler. Altın çökelmesi genellikle geç orojeniktir ve büyük, yüksek açılı bindirme faylarında bulunurlar (Partington ve Williams, 2000). Granit sokulmaları ve muhtemelen bir magmatik akışkan bileşeni birçok Proterozoik yatakla ilişkilidir ve Telfer (Rowins vd., 1997) ve Sabie-Pilgrim's Rest (Boer vd., 1995) gibi örneklerde altına ek olarak Cu, Co ve Bi polimetalik bir birliktelik gözlenir. Bununla birlikte, genel olarak Proterozoyik orojenik altın yataklarının özellikleri Arkeen'inkilere benzer.

3.9.1.3 Fanerozoyik

Fanerozoyik zamanının orojenik altın yatakları biri Siluriyen-Devoniyen'de yaklaşık 450-350 My önce ve diğeri Kretase-Paleojende yaklaşık 150-50 milyon yılda olmak üzere iki cevherleşme dönemi sırasında oluşmuştur (Bierlein ve Crowe, 2000). Bu altın yatakları yakınsayan levha kenarları ile ilişkili olup, genellikle yeşil şist fasiyesinde metamorfize olmuş kalın denizel şeyl serilerini kesen sıkıştırma ile transpresyonel makaslama bölgelerinde bulunurlar. Eski literatürde genellikle "konak kayası sleyt" olan altın yatakları olarak anılırlar. Fanerozoyik orojenik altın yataklarının birçok önemli örneği vardır. Bunların Paleozoyik örnekleri güneydoğu Avustralya'nın Lachlan orojeninde Bendigo, Stawell ve Ballarat, Carolina sleyt kuşağında Haile (ABD), Özbekistan'da Muruntau (orta Urallar) ve Nova Scotia'nın (Kanada) Meguma bölgesi şeklinde sıralanabilir. Daha genç olan Mesozoik örnekler güney Alaska'nın Juneau altın kuşağı ve Kaliforniya'nın Mother Lode'u da dahil olmak üzere Kanada ve batı ABD'nin Kordiller orojeninin diğer kısımlarını içerir (Bierlein ve Crowe, 2000).

3.9.2 Carlin-Tipi Altın Yatakları

Carlin tipi cevherlerin özelliklerinden birkaçı orojenik altın yataklarının özelliklerini yansıtsa da, genellikle dikkate değer bir fark nedeniyle ayrı olarak sınıflandırılırlar. Orojenik aktivite ile bağlantılı olsalar ve büyük, derin kabuk yapıları boyunca gelişmiş olsalar da, sıkıştırmayla ilgili değildirler; daha önce yitimle ilgili süreçleri takip eden *genişleme* kuvvetlerinin başlangıcından sonra oluşmuşlardır (Hofstra ve Cline, 2000). Nevada'da (ABD) bulunan Carlin tipi cevherler Paleojen döneminde kısa bir süre içinde 42 ile 30 milyon yıl önce oluşmuştur. Bu anlamda, benzer cevherlerin Çin gibi başka yerlerde bulunması muhtemel olmasına rağmen, esasen benzersiz bir yatak türü olarak kabul edilir. Bunların konak kayaları Nevada'da şiddetli kabuk kısalmasına ve batıdan doğuya doğru bindirmeye maruz kalmış Paleozoyik karbonat kayalarıdır (Şekil 3.28a ve Kutu 3.5). Karbonat serilerinin üzerine yapısal olarak, kökeni metamorfik olan akışkanların aktığı akifer görevi gören silisiklastik kayalar gelir. Orta Miyosen'de konak kayalar kabuğu incelten ve Havza ve Sırt faylanmasına ve yeni oluşan dilatant yapılar boyunca ilişkili akışkan dolaşımına neden olan yükselim ve uzamaya maruz kalmıştır.



Şekil 3.28 (a) Nevada'daki Carlin tipi altın yataklarının dağılımını ve jeolojik çerçevesini gösteren harita. (b) Carlin tipi altın yataklarının konumunu belirleyen temel faktörleri gösteren kesit (Hofstra ve Cline, 2000'den).

Carlin yatakları ile ilişkili akışkanlar orojenik altın yataklarında yer alan metamorfik akışkanlara benzer özellikte, altının $Au(HS)_2^-$ veya Au (HS) olarak taşındığı düşük tuzlulukta, orta derecede asidik, indirgenmiş H_2O-CO_2 çözeltileridir. Akışkan sıcaklıkları orojenik cevherlerle ilişkili olanlardan daha düşüktür ve 150-250 °C aralığındadır. Bu durum akışkanların metamorfik değil; meteorik kökenli olabileceği önerisine yol açmıştır. Altın çökelimi normal fayların daha az geçirgen bir örtü kayayı kestiği yerde, genellikle bir şeyl/kireçtaşı dokanağında ve fay yayılmalı antiklinallerin tepelerinde meydana gelir (Şekil 3.28b). Çökelme mekanizmasının karbonat çözünmesi sırasında cevher akışkanının nötürleşmesi ile ilişkili olduğu düşünülse de, cevher oluşum sürecinde arjilik alterasyon, silisleşme ve sülfidizasyon da rol oynamıştır. Carlin tipi yataklarda altın mikrometre boyutlu parçacıklar halinde veya arsenik açısından zengin pirit, markazit veya arsenopirit içinde katı çözelti halinde bulunur.

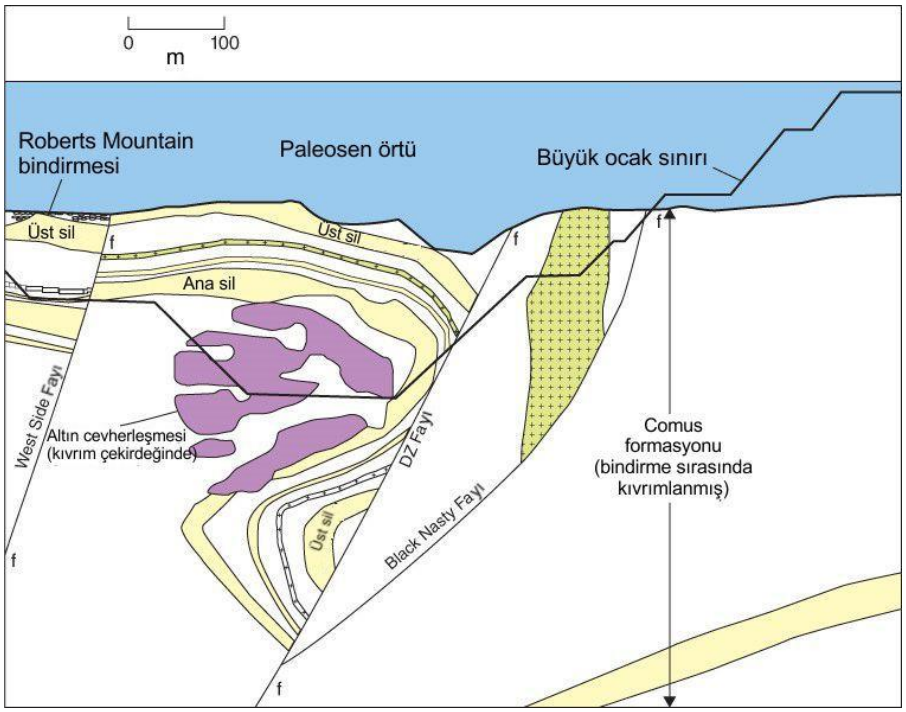
Kutu 3.5 Orojenin Sürdüğü Sulu-Karbonik Akışkanların Dolaşımı: Twin Creeks – Bir Carlin Tipi Altın Yatağı, Nevada

Chimney Creek ve Rabbit Creek madenlerinin birleşmesinden sonra 1993 yılında kurulan Twin Creeks madeni Nevada'daki en büyük Carlin tipi yataklardan biri olup, 1999'da ortalama 2,5 g/ton altın tenörüyle yaklaşık 90 milyon ton cevher rezervine sahiptir. Madendeki altının çoğu günde yaklaşık 280.000 ton cevher üreten Mega Pit'ten çıkarılmaktadır. Mega Pit'teki altının konak kayası esas olarak Ordovisiyen Comus formasyonunun kireçtaşları olsa da, cevherleşme aynı zamanda madenin başka yerlerinde (mesela Vista Pit'de) Karbonifer'de yerleşmiş allokton bindirme paketi olan üstteki dizilerde de meydana gelir (bkz. Şekil 3.28a ve b). Altın cevherleşmesi esas olarak Comus formasyonu kireçtaşlarının hidrotermal alterasyonu (yani dekalsifikasyon, dolomitleşme, silisleşme ve sülfidizasyon) sırasında oluşan pirit tanelerinin arsenik bakımından zengin kenarlarında meydana gelir (Thoreson vd., 2000).

Mega Pit'de cevherleşmiş kireçtaşları alttaki kireçtaşlarını kıvıran ve muhtemelen Comus Formasyonu içinde hidrotermal akışkanların ve konsantre cevherleşmenin daha fazla çıkışını sınırlayan bir örtü görevi gören Roberts Dağı bindirmesi ile örtülmüştür. Şekil 3.5.1'de Comus kireçtaşlarının öncelikli bindirme ve kıvrımlanmaları daha sonra cevherleştirici akışkanların yoğunlaştığı genişlemeli fayları ile ilişkileri gösteren Mega Pit boyunca bir enine kesit verilmiştir. Bu kesit hattında altın cevherleşmesi büyük ölçüde belirgin, doğuya doğru uzanan yatık antiformun çekirdeğinde yoğunlaşmıştır.

Nevada'nın Carlin bölgesinde olduğu gibi, Twin Creeks'deki cevherleşmenin 42 ila 30 My (Eosen-Oligosen) önce genişleme (Havza ve Sırt) tektonizmasının başlangıcı sırasında akışkan dolaşımının ve manto sorguç aktivitesinin bir sonucu olarak meydana geldiği düşünülmektedir (Hofstra ve Cline, 2000). Altın çökelimi bu nedenle konak kayaların (Ordovisiyen'de) çökelmesinden ve daha sonra Karbonifer dönemindeki deformasyonlarından (bindirme ve kıvrılma) çok sonra gerçekleşmiştir. Bölgede 43 ila 34 milyon yıl önce yitimle ilişkili magmatizma meydana gelmesine rağmen, herhangi bir Carlin tipi yatak oluşumunda hiçbir intrüzyon doğrudan yer almamaktadır. Araştırmacıların çoğu cevherleşmenin bir metamorfik akışkana ilişkili olduğunu belirtmektedir. Bu akışkanın altının bisülfit kompleksleri olarak taşındığı yaklaşık 150-250 °C'de orta derecede asidik, indirgenmiş bir H_2O-CO_2 çözeltisi olduğu öne

sürülmüştür (Hofstra ve Cline, 2000). Altın çökeliminin Comus Formasyonu kireçtaşları gibi reaktif yerli kayaları ile etkileşime girerken akışkanın soğuması ve nötürleşmesine eşlik ettiği düşünülmektedir. Cevherli akışkanların dolaşımı esas olarak büyük genişleme fayları boyunca odaklanmıştır. Bu da büyük yatakların iyi tanımlanmış yapısal hatlar boyunca konumlandırılmasının ana nedenidir. Bireysel yataklar daha az geçirgen, genellikle silisiklastik bir örtü kayanın (Twin Creeks'teki Roberts Dağı alloktonu gibi) altında yer alır. Bu durum faylar boyunca yükselen akışkanların yanal olarak Comus formasyonu gibi daha reaktif serilere akmasına neden olur. Orojenik altın yatakları geniş ailesi bakış açısından Carlin tipi yatakların benzeri yoktur. Bunlar belki de daha genel olarak sıkıştırmayla ilişkili orojenik altın cevherleri ile düşük sülfidasyon epitermal altın yatakları arasında ara bir karaktere sahiptir (bkz. Bölüm 2). Bununla birlikte, sülfitlerde "görünmez" veya mikrometre büyüklüğünde altın içeren benzer epijenetik, konak kayası sedimenter olan yatakların Nevada dışında dünyanın başka yerlerinde bulunmaması için hiçbir neden yoktur.



Şekil 3.5.1 Twin Creeks madenindeki Mega Pit'den geçen enine kesit (bakış kuzey doğru) (Thoreson vd., 2000'den).

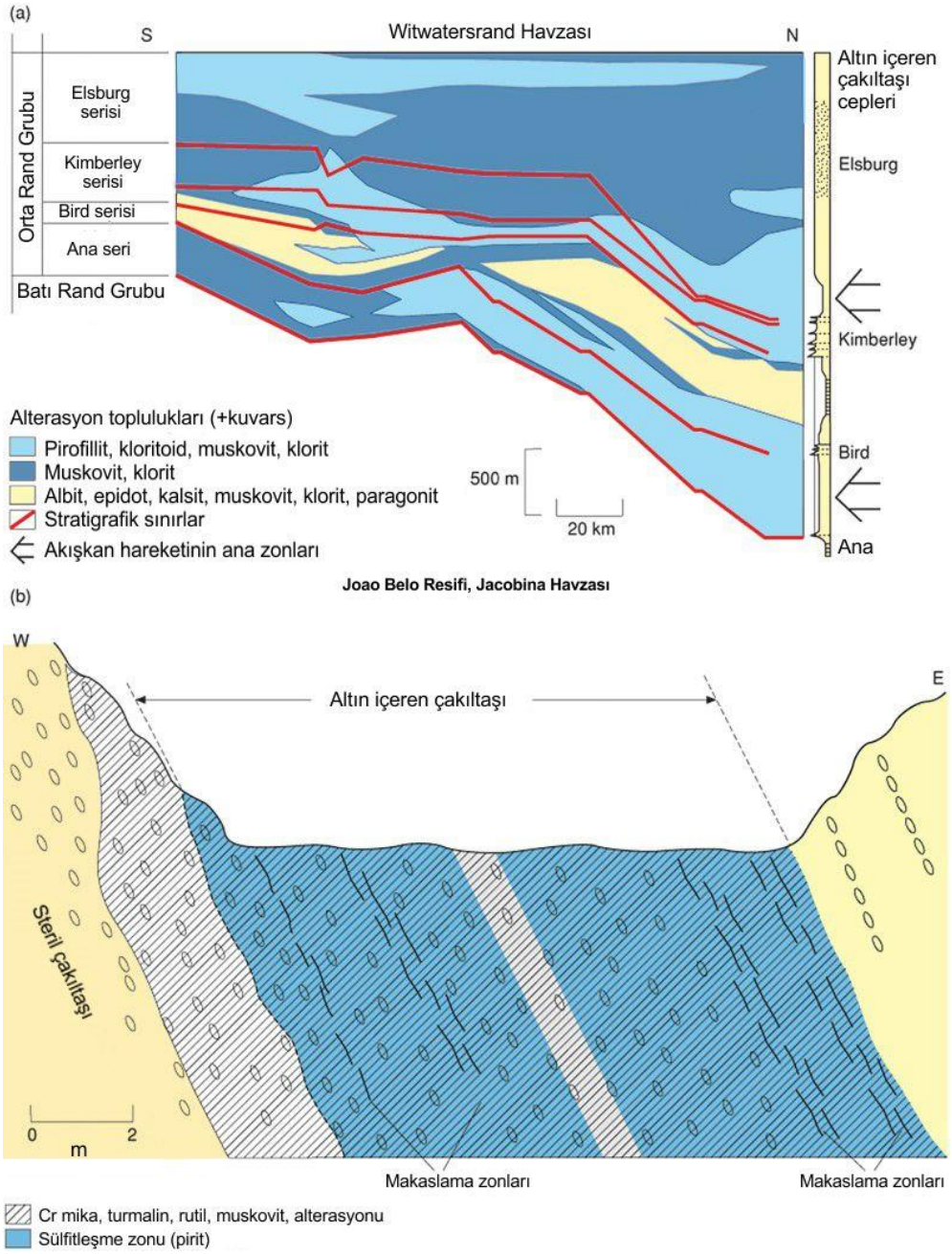
3.9.3 Konak Kayası Kuvars Çakıllı Konglomera Olan Altın Yatakları

Arkeen ve Paleoproterozoyik yaşlı kuvars çakıllı konglomeralar çok önemli bir altın kaynağıdır ve geçen yüzyıldaki üretime Güney Afrika'daki Witwatersrand Havzası hakim olmuştur (Kirk vd., 2002). Witwatersrand serileriyle ilişkili yedi büyük altın sahasından 1886 yılından bu yana 50.000 tondan fazla altın

üretilmiştir. Bu miktar insanlık tarihinde üretilen tüm altının yaklaşık %35'idir (Phillips ve Law, 2000). Tarkwa (Gana) ve Jacobina (Brezilya) havzalarındakiler gibi, konak kayası konglomera olan diğer altın yatakları bununla kıyaslandığında nispeten küçük kalırlar. Üretim istatistiklerinden bağımsız olarak, konak kayası kuvars çakıllı konglomera olan altın yatakları altın cevherleşmelerinin kökeni ile ilgili önemli tartışmalara konu olmaktadır. Tartışmalar esas olarak altının çökelme sırasında kırıntılı parçacıklar olarak mı eklendiği (bir plaser işlemi - bkz. Bölüm 5; Kirk vd., 2001; Robb ve Hayward, 2014) ya da tortul çökeliminden sonraki bir aşamada çökellerde dolaşan hidrotermal çözeltilerden mi çökeldiği etrafında yoğunlaşmaktadır. Bununla birlikte, her üç durumda da (yani Witwatersrand, Tarkwa ve Jacobina) konak çökel kayalarının gömülme ve bölgesel metamorfizma geçirdiği ve metamorfik akışkanların bununla ilişkili dolaşımının cevherleşmenin açıkça epijenetik bir bileşeniyle sonuçlandığına dair neredeyse hiç şüphe yoktur. Akışkanı dâhil etme çalışmaları bu akışkanlardan bazılarının karışık bir H_2O-CO_2 bileşimine sahip olduğunu ve orojenik altın yataklarıyla ilgili olanlarla bazı benzerliklere sahip olduğunu göstermektedir.

Witwatersrand çökellerindeki altın cevherleşmesinin kökenine ilişkin bir görüş, yoğun akışkan hareketi ve alterasyon bölgelerini temsil eden konglomera çökelimi ile temsil edilen büyük uyumsuzluklar boyunca meydana gelmesidir (Şekil 3.29a). Alterasyon bir asit akışkanının aşamalı olarak nötürleşmesini içeren akışkan-kaya reaksiyonlarının ürünüdür (bkz. yukarıda Alt Bölüm 3.5); en yoğun alterasyon pirofillit-kloritoid-muskovit-klorit birleşimiyle karakterize edilir (Barnicoat vd., 1997; Philips ve Law, 2000). Witwatersrand Havzası'nda ise, altın cevherleşmesi uzun ömürlü bir parajenetik sekansla karakterize edilir (Robb vd., 1997; England vd., 2001; Frimmel ve Minter, 2002) ve muhtemelen birden fazla akışkan-kaya etkileşimi geçişi ile ilişkilidir. Bununla birlikte, yaygın akışkan hareketi bölgeleri etrafında belirgin bir alterasyon halesinin varlığı, Witwatersrand altın yataklarının bu kadar büyük olmasının nedenlerinden biridir. Brezilya'nın Jacobina Havzası'ndaki João Belo resifinde örneklendiği gibi, tek bir yatak ölçeğinde benzer etkiler görülebilir (Şekil 3.29b). Burada altın cevherleşmesi akışkanların aktığı ve fuksit (Cr-mika)-turmalin-rutil-muskovit-pirit alterasyonu ile sonuçlanan, yatağa paralel bir dizi kayma zonu tarafından kesilen konglomera horizonu ile çakışmaktadır (Milési vd., 2002). Bu alterasyon bölgesinin dışında konglomeranın verimsiz olduğu bildirilmiştir.

Witwatersrand, Jacobina ve Tarkwa altınlı konglomeraları ile ilişkili cevher oluşturan akışkanın doğası, oldukça indirgenmiş, nötüre yakın ve düşük tuzluluk oranına sahip karışık H_2O-CO_2 olarak tanımlanmıştır (Philips ve Law, 2000). Barnicoat vd. (1997) Witwatersrand Havzası için daha oksitlenmiş, asidik bir akışkanı tercih ederken Klemd vd. (1993) Tarkwaian konglomeraları ile ilişkili cevherli akışkanlarının baskın olarak yüksek yoğunluklu karbonik olduğunu ve önemli miktarda metan ve azot içerdiğini öne sürmüştür. Ayrıntılı sıvı kapanım çalışmaları (Drennan vd., 1999; Frimmel vd., 1999) Witwatersrand Havzası'nda farklı akışkanların en az iki farklı cevherleşme döneminde rol oynadığını ve bunların karışık H_2O-CO_2 bileşimlerini ve ayrıca sulu, yüksek tuzluluklu akışkanları içerdiğini ortaya koymuştur. Bu akışkanların kaynağı da tartışmalı da olup, seçenekler çökel havzaları altındaki mafik kayaların yeşil şistten amfibolite devolatilizasyonundan, havzanın kendi içindeki prograd metamorfik reaksiyonlarla türetilmesine kadar uzanmaktadır (Stevens vd., 1997 ve şekil 3.4). Özellikle Witwatersrand Havzası'nın hidrotermal cevher oluşturma süreçleri uzun ömürlü ve karmaşıktır. Bu cevherlerin oluşumu hakkında bu kadar çok tartışmanın olmasının ve hala da devam etmesinin nedeni budur. Örneğin, Witwatersrand havzasına 2,025 milyar yıl önce büyük bir göktaşı çarptığı ve altın içeren çökel konak kayalarının bu yıkıcı eylemle yüzeye çıkmasının yanı sıra ilgili meteorik akışkanların



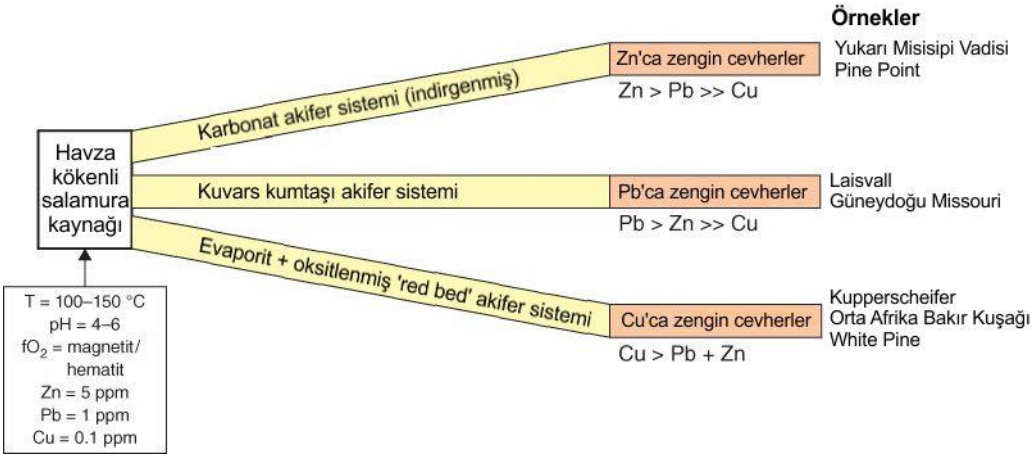
Şekil 3.29 (a) Witwatersrand Havzası'nın Merkez Rand Grubu'ndaki altın içeren konglomera paketleriyle ilişkili bölgesel ölçekte alterasyon modelini gösteren basitleştirilmiş kuzey-güney kesiti (Barnicoat vd., 1997'den). (b) Jacobina Havzası'ndaki João Belo resifinin kesiti. Makaslama zonu ile ilgili akışkan kanalları, alterasyon ve yatak ölçeğindeki altın cevherleşmesi arasındaki ilişki (Milési vd., 2002'den).

olası sirkülasyonunun da cevher oluşum sürecinde önemli bir rol oynamış olmasının gerekli olduğu artık oldukça iyi tespit edilmiştir (Gibson ve Reimold, 1999).

3.10 Havza Akışkanlarıyla İlişkili Maden Yatakları

Konak kayası sedimenter olan kimi baz metal yatakları genetik olarak diyajenez sırasında havza akışkanları veya konne akışkanların dolaşımıyla bağlantılıdır. Bu yatak türlerinde metal taşınması ve çökelmesi genellikle havza akışkanlarının dolaştığı tortul seri ile sınırlıdır. Bu kategoriye dahil olan cevherler konak kayası sedimenter olan önemli stratiform bakır yatakları (SSC olarak kısaltılır, ancak red-bed bakır yatakları olarak da adlandırılır) ve genellikle karbonat çökelleriyle ilişkilendirilen (bazıları kumtaşı barındırsa da) Pb-Zn cevherleri ailesidir. Bunlar Mississippi Vadisi tipi (veya MVT) yatakları olarak bilinirler. İki yatak türü birkaç açıdan farklı olsa da, her ikisi de kökenlerini dolaşımdaki havza tuzlu sularına borçludurlar.

Sverjensky (1989) SSC ve MVT yatakları arasındaki temel farklılıkların esas olarak akışkanların cevher çökeltmesinden önce geçtiği çökel tipiyle ve ayrıca hidrotermal çözeltilerdeki Cu, Pb ve Zn'nun zıt özellikleriyle ilgili olduğunu öne sürmüştür. *Oksitlenmiş* (kırmızı yatak) bir akifer içerisine kanalize edilen bir havza tuzlu suyunun havzadaki verimli çökellerden üç baz metali de çözeceği, ancak ortaya çıkan cevher akışkanının sadece Cu'ya göre doymuş ve Pb'ye ve Zn'ya göre yetersiz doymuş olacağı öne sürülmüştür. Böyle bir ortamdaki eğilim akışkanların tercihen bakır sülfid minerallerini çökeltirken daha yüksek çözünürlüğe sahip metaller çözelti içinde kalması olacaktır. Buna göre, SSC yatakları bir Cu > (Pb + Zn) metal birliği ile özelliği sunar (Şekil 3.30). Buna karşılık, nispeten indirgenmiş bir karbonat akiferinden geçen aynı ilksel akışkan, çözünmüş kükürt türlerinin varlığında Zn ve Pb doymuş koşullara evrimleşecek ve cevher çökelimi çoğu MVT yatağında olduğu gibi sfalerit > galenit >> kalkopirit verecektir. İlksel havza tuzlu suyunun kuvars bakımından zengin bir kumtaşı akiferinden geçtiği ve akışkanın oksidasyon durumunun hematit-manyetit tarafından tamponlandığı durumda, Pb özellikle çözünür olacak ve ortaya çıkan cevherler konak kayası kumtaşı olan MVT yataklarının Pb > Zn ≫ Cu metal oranlarına sahip olma eğiliminde olması



Şekil 3.30 Tek bir taban salamurası ile bunun SSC oluşturabileceği koşullar ile konak kayası karbonat ve kumtaşı olan MVT yatakları arasındaki ilişkiyi belirten şematik gösterim (Sverjensky, 1989; Metcalfe vd., 1994'den).

gerçeğiyle tutarlı olarak galenit bakımından zengin olacaktır. Örneğin, Merkezi Afrika Bakır Kuşağı'nda, Cu(–Co) cevherleşmesi genellikle arkoz ve şist gibi klastik çökellerde bulunurken, Zn–Pb cevherleşmesi karbonatlı kayalarla ilişkilidir.

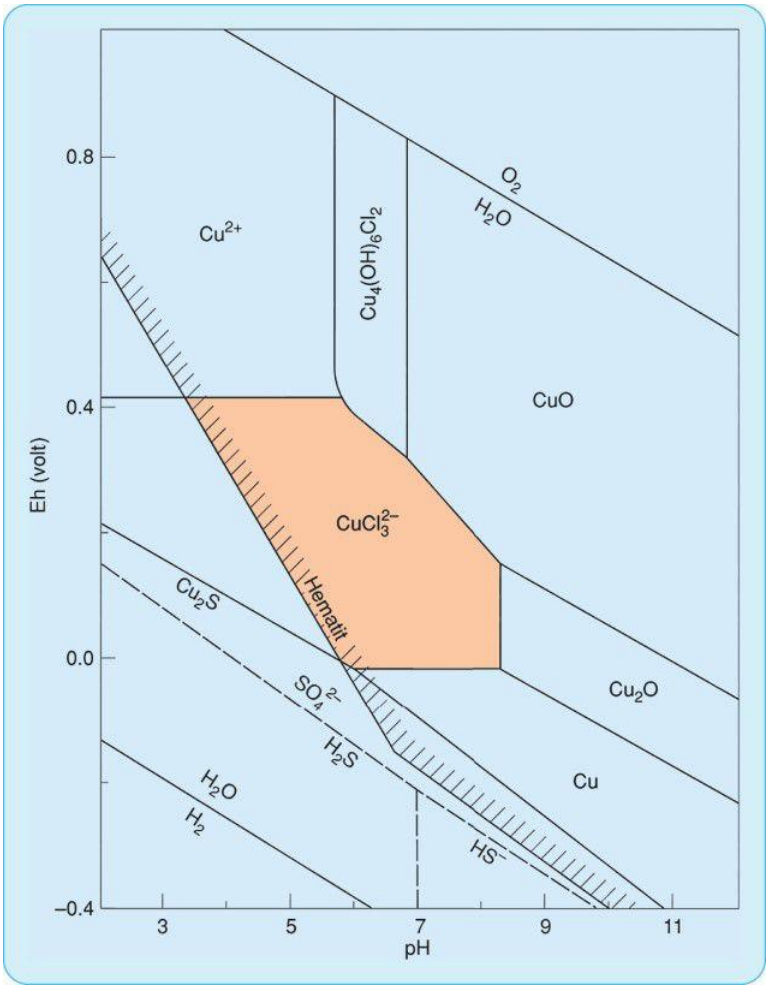
Konak kayası tortul olan SSC ve MVT yataklarının oluşumuyla ilgili süreçlerden bazıları aşağıda daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

3.10.1 Konak Kayası Tortul Olan Stratiform Bakır (SSC) Yatakları

SSC yatakları bakır üretimi açısından porfiri bakır yataklarından sonra ikinci sırada yer alır ve en önemli küresel kobalt kaynağıdır. Ayrıca Pb, Zn, Ag, U, Au, PGE ve Re gibi diğer birçok metalin kaynaklarını içerir (Gustafson ve Williams, 1981). Dünyada bu türden birkaç yatak vardır. Ancak, bunlar Neoproterozoyik Orta Afrika Bakır Kuşağı (Kutu 3.6) ve Orta Avrupa'daki Permo-Trias Kupferschiefer (veya "bakır şeyli") olmak üzere iki bölgenin devasa kaynaklarının gölgesinde kalmıştır. Diğer önemli yataklar arasında Michigan'da White Pine, Kazakistan'daki Udokan ve Dzhezhkazgan, Bolivya'da Corocoro ve Çin'in Dongchuan bölgesi bulunmaktadır (Misra, 2000). Büyük SSC yataklarının oluşumu Neoproterozoyik'te Rodinya ve Permo-Triyas'ta Pangea gibi süper kıta birleşmesi dönemleriyle çakışıyor gibi görünmektedir (bkz. Bölüm 6).

SSC yatakları genellikle kıta içi rift ile ilgili bir tortul seri içinde bulunurlar. Sekansın ilk kısmı ya orijinal olarak oksitlenmiş (kırmızı yatak) eoliyen ila evaporitik topluluk olarak biriktirilmiş, ya da gömülme ve diyajenez sırasında hızla oksitlenmiştir. Bu seri şeyllerin, karbonatların ve evaporitlerin daha indirgenmiş bir topluluğunu çökelten sığ bir deniz geçişi ile örtülmüştür. Havza kaynaklı akışkan sirkülasyonu hızlı riftleşme ve çökmeye eşlik eden yüksek ısı akışı koşulları ve aktif büyüme faylarına bitişik çökelmiş gözenekli kırıntılı çökeltilerin oluşturduğu nispeten geçirgen ortam tarafından desteklenmiştir. Havza gelişiminin bu aşamasında dolaşan akışkanlar tuzlu, nispeten oksitlenmiş ve pH nötür idi. Metallerin, özellikle de bakırın, kendileri de verimli bir temel topluluğunun (bir Paleoproterozoyik magmatik yayın; örnek olarak Orta Afrika Copperbelt; Rainaud vd., 1999; ve Kutu 3.6) erozyonundan türemiş olabilecek manyetit, biyotit, hornblend ve piroksen gibi detritik minerallerden yıkandığı düşünülmektedir. Bakırın bu koşullar altında sulu taşınması, muhtemelen $CuCl_3^{-2}$ olarak bir bakırlı klorür kompleksi şeklindedir (Rose, 1976). Metal çökelimi oksitlenmiş, metal yüklü havza akışkanlarının üstte veya yanal olarak eşdeğer indirgenmiş çökel veya akışkanlarla kesiştiği bir redoks ara yüzünde meydana gelmiştir. Maden yatakları genellikle bölge ölçeğinde zonlu olup, tipik zonlanma çorak hematit-nabit bakır-kalkozin-bornit-kalkopirit-Pb/Zn/Co sülfitler-pirit dizisi ile karakterize edilir.

SSC yatakları iki alt türe ayrılabilir (Kirkham 1989). Daha az önemli olan ilk alt tür yerel olarak geliştirilmiş indirgeme bölgeleri etrafında çökelen cevherlerle muhtemelen orijinal olarak oksitlenmiş kıtasal kırmızı yataklarda barındırılır (örneğin, Kazakistan'da Dzhezhkazgan ve Bolivya'da Corocoro). Çok daha büyük Kupferschiefer ve Copperbelt yatakları ile temsil edilen ikinci alt tip, çökelmeden sonra kısmen oksitlenen ve oksitlenmiş (kırmızı yatak) çökellerin cevher zonunun altında stratigrafik olarak oluştuğu, daha indirgenmiş sığ deniz sekanslarında metal birikimi ile karakterize edilir. Ancak, her iki durumda da cevher akışkanlarının baskın olarak kırıntılı, oksitlenmiş sedimenter dizi ile etkileşime girdiği kabul edilir ve hidrotermal çözeltilerin doğasını ve özelliklerini belirleyen bu özelliktir. Bu tür akışkanlar muhtemelen düşük sıcaklıklarla (< 150 °C) karbonat veya silikat dengeleriyle (K-feldispat/illit) sınırlandırılmış nötür bir pH aralığı (5-9), oksitlenmiş koşullar (hematit ve diğer ferrik-oksihidroksitler stabil) ve akışkanların evaporitik kayalarla etkileşimini yansıtan orta ila yüksek tuzluluklar (tipik olarak ağırlıkça %20'ye kadar NaCl eşdeğeri) ile karakterize



Şekil 3.31 25°C'de Cu-O-H-S-Cl sistemi için Eh - pH grafiği (ΣS = 10^{-4} m ve Cl^- = 0,5 m ile). Ayrıca hematit için stabilite alanları, çeşitli kükürt türleri ve SSC yataklarının oluşumu ile uyumlu koşullar için bakır-klorür kompleksi görülmektedir (Rose, 1976'dan).

edilmişlerdir. Rose (1976), bu koşullar altında $CuCl_3^{-2}$ kompleksinin özellikle kararlı olacağını göstermiştir (Şekil 3.30). Ancak, $CuSO_4$ gibi diğer sulu türler veya $Cu(OH)_2^{+2}$ de var olabilirdi. Bakırın bu koşullar altında bir klorür kompleksi olarak çözünürlüğünün 35-100 ppm kadar yüksek olduğu tahmin edilmektedir (Haynes, 1986*a*). Şekil 3.31'de $CuCl_3^{-2}$ kompleksinin kararlılık alanının büyük ölçüde hematit kararlılığı ile çakıştığı ve sulu kükürt türlerinin H_2S veya HS^- yerine SO_4^{-2} olacağı açıktır. Rose (1976) yukarıda açıklanan koşulların özellikle bakır mobilizasyonu için çok uygun olduğuna dikkat çekmektedir. Bir karşılaştırma yapıldığında bakır normal meteorik sularda nispeten çözünmez olup, aynı zamanda bakır sülfitlerin kararlı olduğu daha indirgenmiş çökellerden kolayca sızması olası değildir. Verimli detritik minerallerin bir bakır metal kaynağı oluşturmak üzere kolayca parçalandığı ve kararlı $CuCl_3^{-2}$ komplekslerinin yüksek bakır çözünürlüğü ile sonuçlandığı kapsamlı bir kırmızı yatak sedimenter ortamı bu nedenle Cu > (Pb + Zn) SSC yataklarının oluşumu için idealdir.

SSC yataklarının oluşumu geçmişte tartışmalı bir konu olmuş, diyajenetik kökenlerin aksine sinjenetiği destekleyen

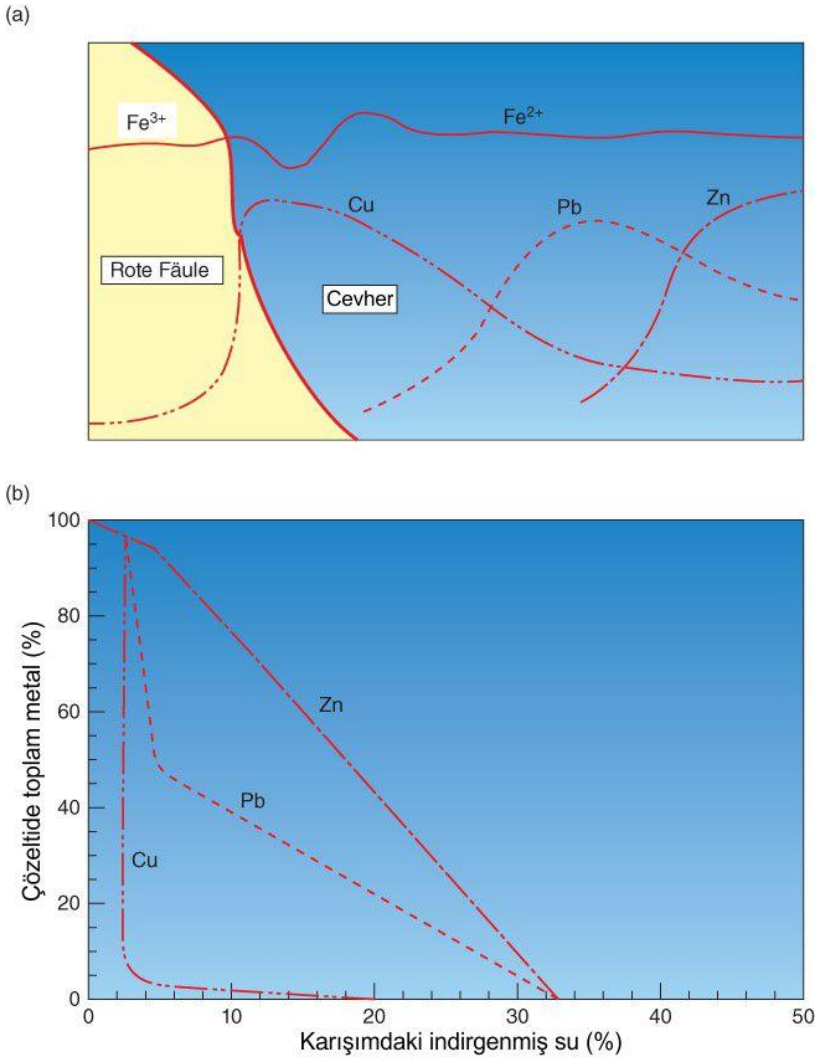
modeller çok tartışılmıştır (Garlick, 1982; Fleischer, 1984; Jowett vd., 1987; Annels, 1989; Sweeney vd., 1991). Sülfitlerin belki de bugün Karadeniz'de Mn birikimine neden olanlara benzer süreçlerde doğrudan anoksik deniz suyundan çöktüğü düşünülen sinjenetik görüş (bkz.Bölüm 5) şimdi büyük ölçüde yerini cevher oluşumunu diyajenetik süreçler veya epijenetik, hidrotermal akışkan dolaşımı açısından değerlendiren modellere bırakmıştır (Sillitoe vd., 2017). Bir diyajenetik köken, özellikle cevher bölgelerinin tabakalanmayı geniş ölçüde baskılaması, metal çökeliminin bir redoks cephesiyle açık ilişkisi ve sülfit mineral parajenetik dizisindeki ornatma dokuları olmak üzere, SSC yataklarının birçok önemli özelliği vasıtasıyla doğrulanır. Bununla birlikte, SSC yataklarında ve cevher çökelimini ve metal zonlanmasını açıklamak için başvurulabilecek birkaç süreç vardır. Örneğin, Orta Afrika Copperbelt'te yaklaşık 500 milyon yıllık Lufilian orojenezi sırasında cevherlerin hidrotermal yeniden hareketlenmesi çok belirgindir.

Örneğin, Kupferschiefer yataklarında metal birikiminin farklı litolojileri kesen ve hematitle yer değiştiren erken diyajenetik sülfitleri içeren kırmızımsı oksitlenmiş bir zon ("Rote Fäule" olarak adlandırılır) ile mekânsal olarak ilişkili olduğu açıktır. Oksitlenmiş zon cevher zonunun taban bloğundaki kimyasal bir cepheyi temsil eder; karşısına da zonlu bir baz metal sülfid dizisi (kalkosin-bornit-kalkopirit-galen-sfalerit-pirit) çökelmiştir. Metal derişiminin çoğu yine de organik olarak zengin bir şist (yani Kupferschiefer'in kendisi) içinde yoğunlaşmıştır. Çünkü, sülfatın sülfite bakteriyel indirgenmesiyle oluşan erken diyajenetik çerçeveli demir sülfitlerin (markazit veya pirit gibi) derişimlerini içeren bu birimdir. Sawlowicz (1992) Kupferschiefer'de framboidlerin bakır sülfit değişimine ilişkin kanıtlarını belgelemiş ve kalkosinin biyojenik sülfitlerin yerini aldığı süreç Haynes (1986*b*) tarafından SSC yataklarının oluşumuna daha geniş bir şekilde uygulanmıştır. Düşük sıcaklık süreçlerini öneren bu özellikler sedimenter istifin diyajenezinin erken aşamalarındaki metal birikimi ile tutarlıdır. Kupferschiefer cevherlerindeki Rote Fäule'ye karşı metallerin bölgesel dağılımının şematik bir temsili şekil 3.32a'da Metcalfe vd. (1994)'nin modeliyle birlikte cevher akışkanının redoks durumunu değiştirmenin ardışık metal çökelmesi üzerindeki etkisini göstermektedir (Şekil 3.32b). İkinci modelde metal çökelmesi akışkanı indirgenmiş bir çökel ile reaksiyona sokmak yerine, oksitlenmiş cevher taşıyan akışkanı indirgenmiş akışkan ile karıştırarak elde edilir. Yine de etki aynıdır ve iki akışkanın artan karışımının bir fonksiyonu olarak metaller Cu-Pb-Zn sıralamasıyla çökelir. Bu sıralama Kupferschiefer cevherlerinde tam olarak gözlenen dizi olup, bu tür zonlanmanın karışık havza akışkanlarından sıralı metal çökelmesinin bir sonucu olabileceğini doğrulamaktadır.

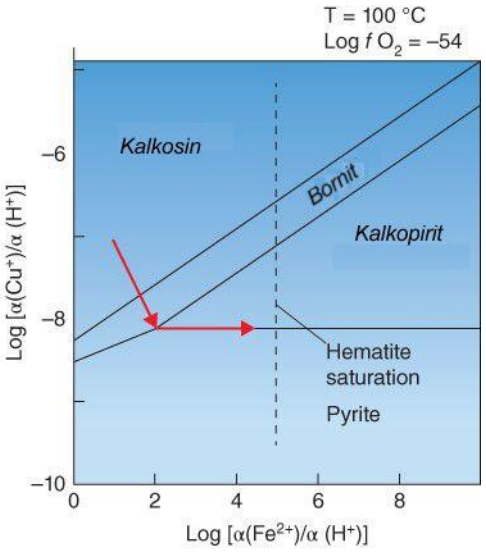
SSC tipi yataklardaki metal zonlanma ve parajenetik sekans modellerini açıklamanın başka yolları da vardır. Alternatif öneriler sülfatın sülfite indirgenmesinin daha yüksek sıcaklıklarda meydana geldiği ve bakteriyel olarak indüklenmediği SSC tipi yataklarda metal çökelmesi için geç bir diyajenetik kaynağı tercih eder. Bu, akışkan karışım ile (Şekil 3.32b'de önerildiği gibi) veya basitçe oksitlenmiş akışkan ile indirgenmiş yerli kaya arasındaki etkileşim ile elde edilebilir. Ripley vd. (1985) SSC tipi cevherlerde zonlanma modelinin akışkan karışımı veya akışkan-kaya reaksiyonu olarak açıklandığı bir şema önermişlerdir. Cu^{+} ve Fe^{+2} aktivitelerinin grafiğinde (Şekil 3.33) yüksek bir başlangıç Cu içeriğine sahip bir akışkanın, bakır sülfitler çökeldikçe giderek daha seyreltik hale geleceği açıktır. Bu, kalkosin-bornit-kalkopirit-pirit gibi sülfit cevherlerindeki azalan Cu içeriğini yansıtan bir parajenetik sekans ve zonlanma modeli verecektir.

SSC yataklarının bir diğer özelliği de, önemli miktarda diğer metaller, örneğin Ag, Pb ve Zn (Kupferschiefer) ile Co (Copperbelt) içermeleridir. Bu metaller geniş çaplı bir zonal düzenin parçasını oluşturur. Metal derişimleri doygunluk seviyelerinin oldukça altında olduğunda bu tür desenleri çözünürlük zıtlıkları açısından açıklamak zor olabilir ve bu gibi

durumlarda adsorpsiyon gibi bir mekanizma ilgili olabilir (bkz. yukarıda Alt Bölüm 3.5). Örneğin, şekil 3.16b'de pH'nin bir fonksiyonu olarak adsorpsiyon verimliliğindeki değişiklikler görülmektedir. Değişken adsorpsiyon verimliliklerinin farklı metallerin kırmızı yataklardan havza akışkanlarına alımını ve daha sonra yakındaki indirgeyici sedimentlerde çökelmesini kontrol edebilmesi mümkündür. Bu durum SSC cevherlerindeki bölgesel zonlanma modellerini açıklayabilir (Rose ve Bianchi-Mosquera 1993) ise de, böyle bir sürecin daha genel olarak parajenetik dizilerin anlaşılmasıyla nasıl ilişkili olduğuna dair ayrıntılar için daha fazla çalışma gereklidir.



Şekil 3.32 (a) Kupferschiefer cevherlerindeki metal zonlanmasını, transgresif, oksitlenmiş "Rote Fäule" bölgesine göre gösteren kesit (Jowett vd., 1987'den). (b) SSC tipi cevher akışkanının daha indirgenmiş bir akışkan ile karışmasının metal çökelmesi üzerindeki etkilerini gösteren model. Çökelme sırası Kupferschiefer'de gözlenen bölgesel desenle aynıdır (Metcalfe vd., 1994'den).



Şekil 3.33 Cu^+/H^+ ve Fe^+/H^+ aktivite oranlarının grafiği, Cu içeren bir akışkan piritik şeyl ile reaksiyona girdiğinde SSC yataklarında sıklıkla gözlenen zonlanma ve parajenetik diziyi açıklamak için kullanılır. Bu durumda akışkanın ilksel bakır içeriği yüksektir ve daha sonra parajenetik kalkosin-bornit-kalkopirit-pirit dizisini oluşturmak için Cu-sülfit çökelmesinin bir fonksiyonu olarak azalır (Ripley vd., 1985'den).

3.10.2 Mississippi Vadisi Tipi (MVT) Pb - Zn Yatakları

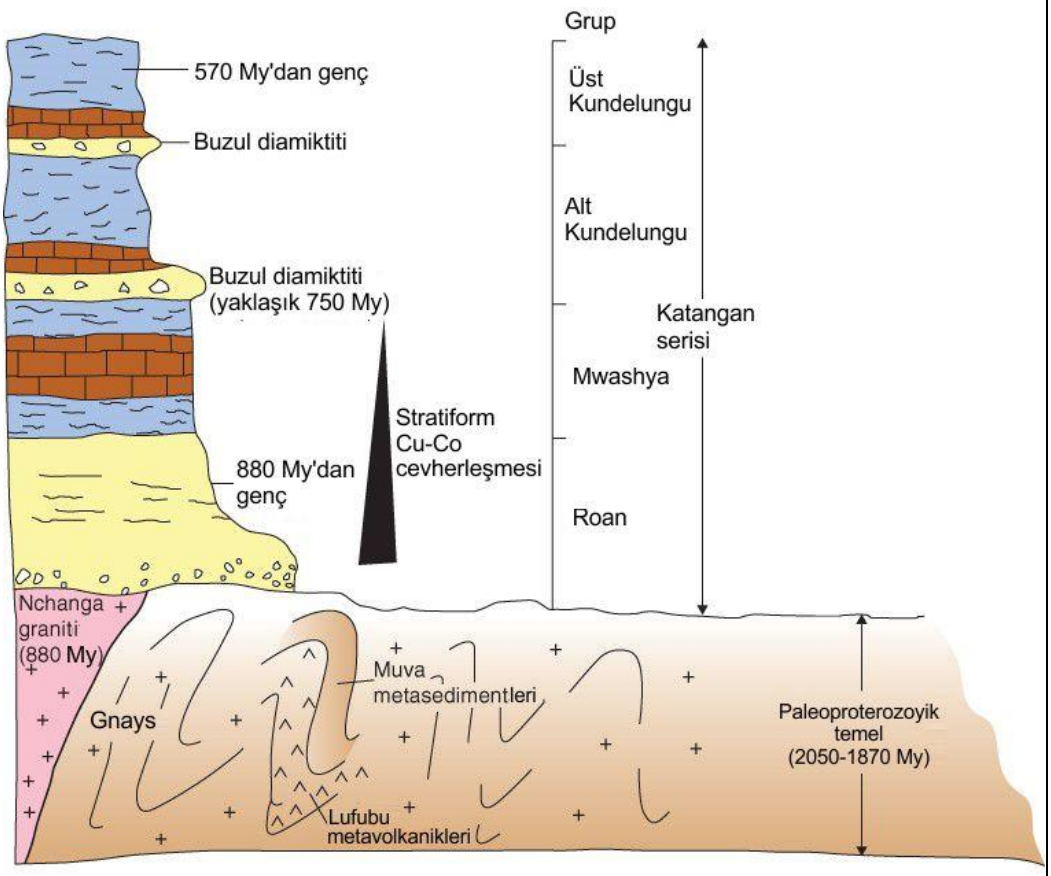
MVT yatakları SEDEX ve SSC cevherlerinde olduğu gibi kökenlerini tortul havzalar içindeki akışkan dolaşımına ve metal taşınmasına/çökelmesine borçludur. Bununla birlikte, SEDEX ve SSC yatak oluşumunun sinjenetik ila diyajenetik zaman çerçevesinden farklı olarak, MVT cevherleri belirgin bir şekilde epijenetiktir ve metallerin çökelimi tortul çökeliminden çok sonra gelişebilir. MVT yatakları nispeten düşük sıcaklıktaki akışkanlardan (< 150 °C) oluşur. Büyük ölçüde stratiform ve konak kayası karbonat olup, sfalerit ve galenit baskındır. Bunlarla ilişkili olarak florit ve barit de bulunur. Çoğu MVT yatağı galenitden önemli ölçüde daha fazla sfalerit içerir. Bunun dışında, Missouri'nin güneydoğusundaki Viburnum Trend dikkate değer bir istisnadır. Buradaki durum konak kayası kumtaşı olan MVT yatakları (Laisvall ve güneydoğu Missouri'deki bazı yataklar gibi) SSC ile konak kayası karbonat olan MVT cevherleri (Şekil 3.30) arasında kavramsal olarak bir ara kategoriyi temsil eder ve Pb > Zn >> Cu ile karakterize edilir. MVT yatakları dünyadaki Zn ve Pb rezervlerinin önemli bir bölümünü içerir ve güneydoğu ABD'nin "tip bölgesinde" sayısız madene ek olarak dünya çapında bu tür pek çok yatak bulunmaktadır. Tip bölgesinde başlıca metal üretim bölgeleri Missouri'nin güneydoğusundaki Viburnum Trend (esas olarak Pb üreten bir bölge), Tri-State (yani Oklahoma, Kansas, Missouri) bölgesi, Illinois-Wisconsin bölgesi ve Doğu Tennessee'nin Maskot-Jefferson City bölgesidir. Dünyanın başka yerlerindeki diğer tanınmış MVT bölgeleri veya yatakları arasında kuzey Kanada'daki Pine Point ve Polaris yatakları, Polonya'nın Silezya bölgesi, Avusturya'daki Mechernich, Lennard Shelf bölgesi, Avustralya'daki Sorby Hills ve Coxco ve Güney Afrika'daki Pering bulunmaktadır (Misra, 2000).

Kutu 3.6 Konak Kayası Sedimenter Olan Havza Akışkanlarının Dolaşımı: 1. Orta Afrika Bakır Kuşağı

Zambiya ve Demokratik Kongo Cumhuriyeti'ndeki (DRC) Orta Afrika Bakır Kuşağı şüphesiz dünyanın en büyük metalojenik provenslerinden biridir. Neoproterozoyik Katangan serisi içindeki stratiform, konak kayası tortul olan Cu-Co yatakları bu bakır kuşağında yer alır (Fleischer vd., 1976). Onlarca küçük madenle birlikte dünya standartlarında birkaç yatak (Nchanga, Konkola ve Tenke Fungurume gibi) bir araya gelerek bu bölgeyi dünyanın önde gelen bakır üreten bölgelerinden biri ve aynı zamanda

en önemli Co tedarikçisi haline getirmektedir. Rakamlar Orta Afrika Bakır Kuşağı'nın tamamı için güvenilir olmasa da, bölgenin halen 150 milyon ton Cu metali ve 8 milyon tonu aşan Co metal kaynakları içerdiği tahmin edilmektedir (Misra, 2000).

Katangan çökelleri 2,05-1,87 milyar yıl yaşlı granit-gnays ve meta-volkanosedimenter serilerden oluşan Paleoproterozoyik bir temel üzerinde gelişen kraton içi bir riftte çökelmiştir (Şekil 3.6.1; Unrug, 1988). Temelin Cu'ın (porfiri tipi intrüzyonlarda; Rainaud vd., 1999) ve muhtemelen Co'ın da nihai kaynağını içeren deforme olmuş fakat verimli bir magmatik yayı temsil ettiği düşünülmektedir. Nchanga granitinin 880 milyon yıl önce intrüzyonundan hemen sonra riftleşme ve tortul çökelimi başlamıştır. Başlangıçta sedimentasyona silisiklastik çökelme hâkim olmuş, ancak bunu playa gölü ve evaporitler, şeyller ve karbonat kayaları oluşturmak için sınırlı deniz istilaları izlemiştir. Mwashya Grubu'nun tepesinde büyük bir buzul diamiktiti ("büyük



Şekil 3.6.1 Orta Afrika Bakır Kuşağı kayaları boyunca basitleştirilmiş stratigrafik profil, Paleoproterozoyik granit-gnays ve volkano-sedimenter temel ile üzerini örten Katangan serisi arasındaki ilişkiyi göstermektedir. Stratiform Cu-Co cevherleşmesi büyük ölçüde Roan Grubu'nun alt kesimlerinde çeşitli çökeler litotiplerde yer alır; ancak, aynı zamanda istifin üst kısımlarında ve Mwashya Grubu'nun yukarısında da meydana gelir (Bu derlemede kullanılan yaş verileri Rainaud vd., 2002a, Master vd., 2005 ve Key vd., 2001'den alınmıştır).



Şekil 3.6.2 Zambiya, Chambishi Madeninde stratiform Cu-Co cevherleşmesini içeren kıvrımlı metasedimentler. Tabakalanmaya paralel cevher deformasyon sırasında oluşan eksenel düzlemsel bir klivaj ile kesilmektedir (Fotoğraf izni: Lynnette Greyling).

konglomera") oluşur ve (yaşı yaklaşık 750 milyon yıl) bunu orta-Neoproterozoyik "Kartopu Dünyası" veya Sturtiyen buzullaşması ile muhtemel bir bağıntı haline getirir (Robb vd., 2002). Katangan serisinin en üst kısımları (yani Üst Kundelungu Grubu ve bağıntıları) şimdi altta bulunan kısımlardan önemli ölçüde daha genç (yani 565 My'den genç) görünmektedir ve Pan-Afrikan Orojenezi için bir ön ülke olarak oluşan ayrı bir havza olarak kabul edilmektedir (Wendorff, 2001).

Orta Afrika Bakır Kuşağı'ndaki cevherleşme çok tartışmalı bir konudur. 1960'larda ve 1970'lerde cevher oluşumuna ilişkin fikirlere, metallerin esasen sedimentler çökelirken eş zamanlı biriktiği sinjenetik modeller hakim olmuştur (Fleischer vd., 1976). Daha yakın tarihli çalışmalar cevherleşmenin serinin diyajenez ve sıkışma sırasında (Sweeney vd., 1991) veya önemli ölçüde daha sonra deformasyon ve metamorfizma sırasında (Unrug, 1988) çökellerde dolaşan daha sonraki akışkanlarla ilişkili olma olasılığının daha yüksek olduğunu göstermiştir. Hala çok çalışma yapılması gerekse de, tortul konak kayalar ile verimli bir havza akışkanı arasındaki indirgeme-oksidasyon reaksiyonlarıyla ilgili süreçlerle metallerin ardışık olarak çökeltilmiş olması muhtemel görünmektedir. Roan Group'taki evaporitlerle etkileşime girerek türetilen yüksek oranda oksitlenmiş, tuzlu ve sülfat bakımından zengin bir akışkan çökeltiler tortulardan Cu ve Co'ı uzaklaştıran ajan olarak kabul edilmektedir. Cu havzaya hinterlanddaki verimli Paleoproterozoyik magmatik yaydan aşınan Cu bakımından zengin manyetit veya mafik mineral döküntüsü olarak taşınmış olabilir (S. Master, kişisel görüşme). Öte yandan, kobalt üst Roan Grubu'na giren eş yaşlı sil oluşumlarından türetilmiş olabilir (Annels, 1984). Cu ve Co bu tür bir havza akışkanında klorür kompleksleri olarak yüksek oranda çözünür olacaktır (bkz. alt bölüm 3.10.1); bu metallerin diyajenez sırasında çok verimli bir şekilde yıkanması ve konak kayaların oksitleyici alterasyonu meydana gelmiş olması muhtemeldir. Bu metallerin çökelmesi akışkan ya daha fazla indirgenmiş tabakayla (organik karbon veya diyajenetik framboidal pirit içeren) veya ikinci, daha indirgenmiş bir akışkanla reaksiyona girdiğinde meydana gelir. Bakır kuşağı boyunca

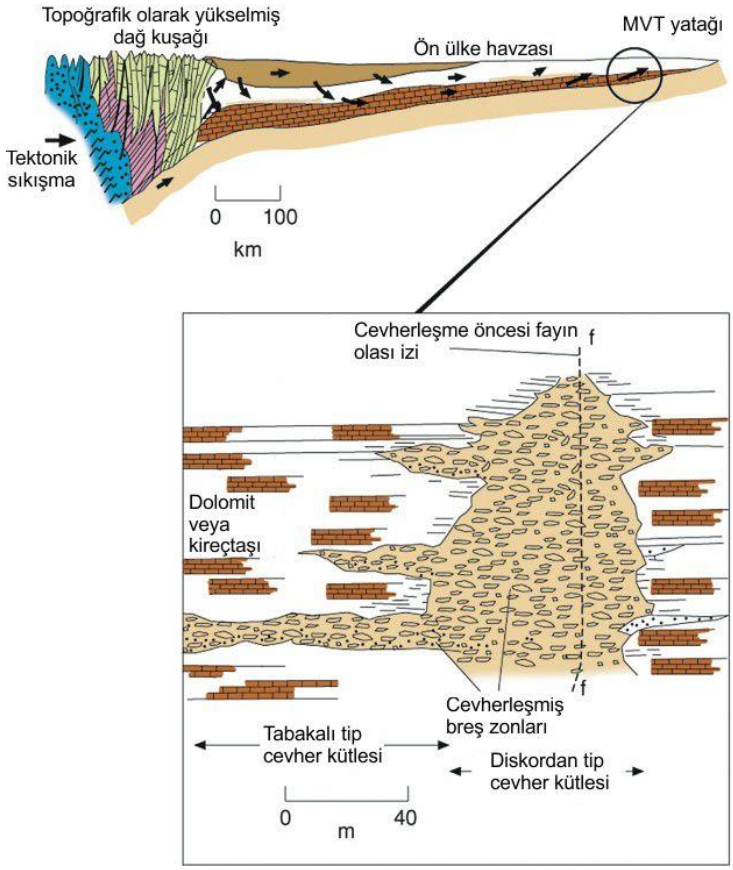
cevherleşmenin bir özelliği olan metal zonlanma, en azından kısmen, Cu, Co, Pb ve Zn gibi metallerin değişken indirgeme potansiyellerinin bir ürünü olabilir. Orta Afrika Bakır Kuşağı'ndaki stratiform cevherleşmenin kökeni ve zamanlaması için erken veya geç bir diyajenetik model, Lufilian Orojenezi sırasında (590-510 My; Rainaud vd., 2002b) tüm bölgeyi etkileyen büyük bir sıkışmalı rejim döneminden önce geliştiği gerçeği ile tutarlıdır. Şekil 3.6.2 Zambiya'daki Chambishi Madeni'nde konak kaya katmanlarının kıvrımlı yapısını göstermektedir. Buradaki stratiform Cu-sülfit cevheri de kıvrımlı olup, eksenel düzlemsel bir klivaj ile kesilmiştir.

Dünya genelindeki MVT yataklarının çoğu Fanerozoyik'de ve özellikle de Devoniyen ila Permiyen zamanlarında oluşmuştur. Ancak, Pine Point ve Silezya bölgesi gibi bazı yataklar Kretase-Paleojen döneminde oluşmuştur (Leach vd., 2001). Birincisi daha önemli olan metalojenik dönem olup, dünyanın birçok yerinde başlıca sıkıştırmalı orojenlerin aktif olduğu Pangea'nın birleşimiyle aynı zamana denk gelir (bkz. Bölüm 6). Daha sonraki dönem daha özel olarak Alp ve Laramiyen orojenleri ile ilgilidir ve benzer şekilde sıkışmalı tektonik rejimlerle ilişkilidir. Orojenik hareketler ile ilişkili MVT yataklarının zamanlaması, oluşumunda yer alan akışkan hareketinin ve hidrotermal aktivitenin nedenleri hakkında önemli bir ipucu sağlar. Topoğrafyanın kontrol ettiği akışkan yollarının büyük MVT cevher bölgelerinin gelişimi için kritik olduğu ve karbonat konak kayalarının cevher çökelimi döneminde aktif olan orojenik kuşaklarla hidrolojik bir bağlantı kurduğu genel olarak kabul edilmektedir (Rickard vd., 1979; Oliver, 1986; Duane ve De Wit, 1988). Çoğu MVT yataklarıyla kavramsal olarak bağlantılı olduğu düşünülen diğer özellikler arasında, yüksek yağışların yeterli bir akışkan rezervuarı sağladığı, düşük enlemli bir ortam ve akışkan akış sisteminde bir yerde, gelişmiş metal çözünürlüğü ve taşınması için gerekli yüksek akışkan tuzluluklarına katkıda bulunan bir evaporitik sabka ortamının varlığı yer alır (Leach vd., 2001).

Şekil 3.34'de MVT yataklarının temel özellikleri görülmektedir. Bölgesel akışkan hareketi bindirme faylanması ve yükselme ile sonuçlanan sıkışmalı bir orojenez tarafından harekete geçirilir ve bu da, hidrolojik bir eğimde topoğrafik bir yük ve akışkan hareketi oluşturur. Bu tektonik ortamlardaki akışkan hareketi yüzlerce kilometrelik mesafelerde meydana gelir ve bu tür akışkanlar hidrokarbonların ve metallerin göçünde rol oynar (Rickard, 1976; Oliver, 1986). Metal çökelme sahasında MVT cevherleri bazen yataklanır ve uyumlu dolomit/kireçtaşı dokanakları boyunca gözlenir. Ancak, daha yaygın olarak uyumsuzluk ve çözünmeyle ilişkili breşleşme bölgeleri ile ilişkilidir. MVT yatağı oluşumuna bağlı hidrotermal akışkanlar tipik olarak düşük sıcaklıklı (100-150 °C), tuzluluğu yüksek (> %15 ağırlık NaCl eşdeğeri), kayda değer SO_4^{-2}, CO_2 ve CH_4 içeren tuzlu suların yanında organik bileşikler ve yağ benzeri damlacıklardır (Gize ve Hoering, 1980; Roedder, 1984). Bu bileşimsel özellikler petrol sahası tuzlu sularından farklı değildir ve sedimenter havzada uzun süreli akışkan kalma sürelerini yansıtırlar.

Birçok MVT yatağındaki cevherler karbonat breş parçaları arasında çimento olarak bulunur. Bu da breşleşmenin ya daha önce (belki karst ile ilişkili bir özellik olarak) ya da metal çökelimi sırasında (Anderson, 1975) meydana geldiğini düşündürmektedir. Karbonatın hidrotermal çözünmesi asidik akışkanlar gerektirir ve aşağıdaki gibi bir reaksiyonla meydana gelebilir:

$$CaMg(CO_3)_2 + 4H^+ \leftrightarrow Ca^{+2} + Mg^{+2} + 2H_2O + 2CO_2 \quad (3.11)$$



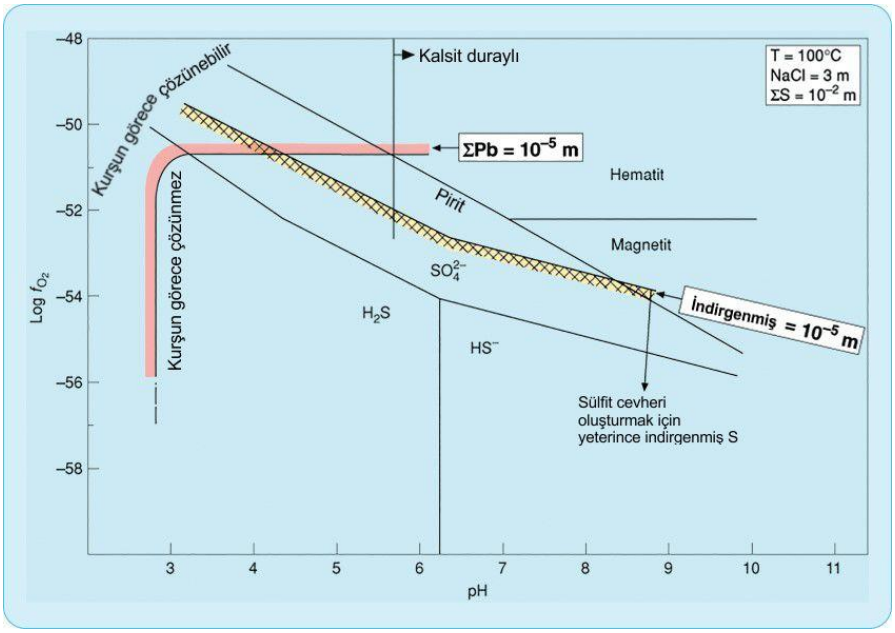
Şekil 3.34 Sıkışmalı bir orojenik kuşak ile, içinden orojenik ve topoğrafik olarak sürülen akışkanların aktığı, içinde MVT Zn-Pb yataklarının oluştuğu bir ön ülke çökel havzası arasındaki hidrolojik süreklilik kavramını gösteren diyagram. Küçük resim yatak ölçeğinde tabakalı ve uyumsuz cevherleşme özelliklerini gösterir. Cevherleşme tabakalı olabilir ve dolomit/kireçtaşı serileri ile ilişkili veya uyumsuz karbonat breş zonlarında olabilir (Garven vd., 1993'den).

Akışkanın kendisi başlangıçta asidik olabilir veya hidrojen iyonları aşağıdaki reaksiyona göre metal sülfitlerin çökelmesiyle üretilmiştir:

$$H_2S + Zn^{+2} \leftrightarrow ZnS + 2H^+ \qquad (3.12)$$

Karbonatların çözünmesi sonucu akışkanda Ca^{+2}, Mg^{+2} ve CO_2 zenginleşirken daha sonra kalsit ve dolomitin çökeltilmesi için gerekli bileşenleri sağlar. Bu özellik bazı MVT yataklarında gözlenmiştir. Burada ikincil karbonat gang minerallerinin daha önce çökeltilmiş sülfit cevherlerini çimentoladığı görülür (Misra, 2000).

MVT cevher oluşumuyla ilişkili olan akışkanının oldukça sıra dışı özellikleri, metal taşınması ve çökelmesi ile ilgili bazı ilginç soruları gündeme getirmektedir (Sverjensky, 1986). Zn ve Pb Lewis sınır asitleri olup (bkz. yukarıda Alt Bölüm 3.4.1) hem klorür hem de bisülfit ligandları ile kompleks oluşturabilirler. Yüksek sıcaklıklarda ve asidik koşullar altında metal-klorür kompleksi daha kararlı olma eğilimindeyken, daha düşük sıcaklıklarda ve



Şekil 3.35 Verilen şartlar altında ana mineral ve çözünmüş türlerin kararlılıklarını gösteren bir fO_2–pH diyagramı. ΣPb = 10^{-5} m ve indirgenmiş kükürt = 10^{-5} m çözünürlük konturları da gösterilmektedir. Daha yüksek çözünürlükler Pb konturunun solunda ve üstünde, sülfür konturunun ise altında yer almaktadır (Anderson, 1975'den).

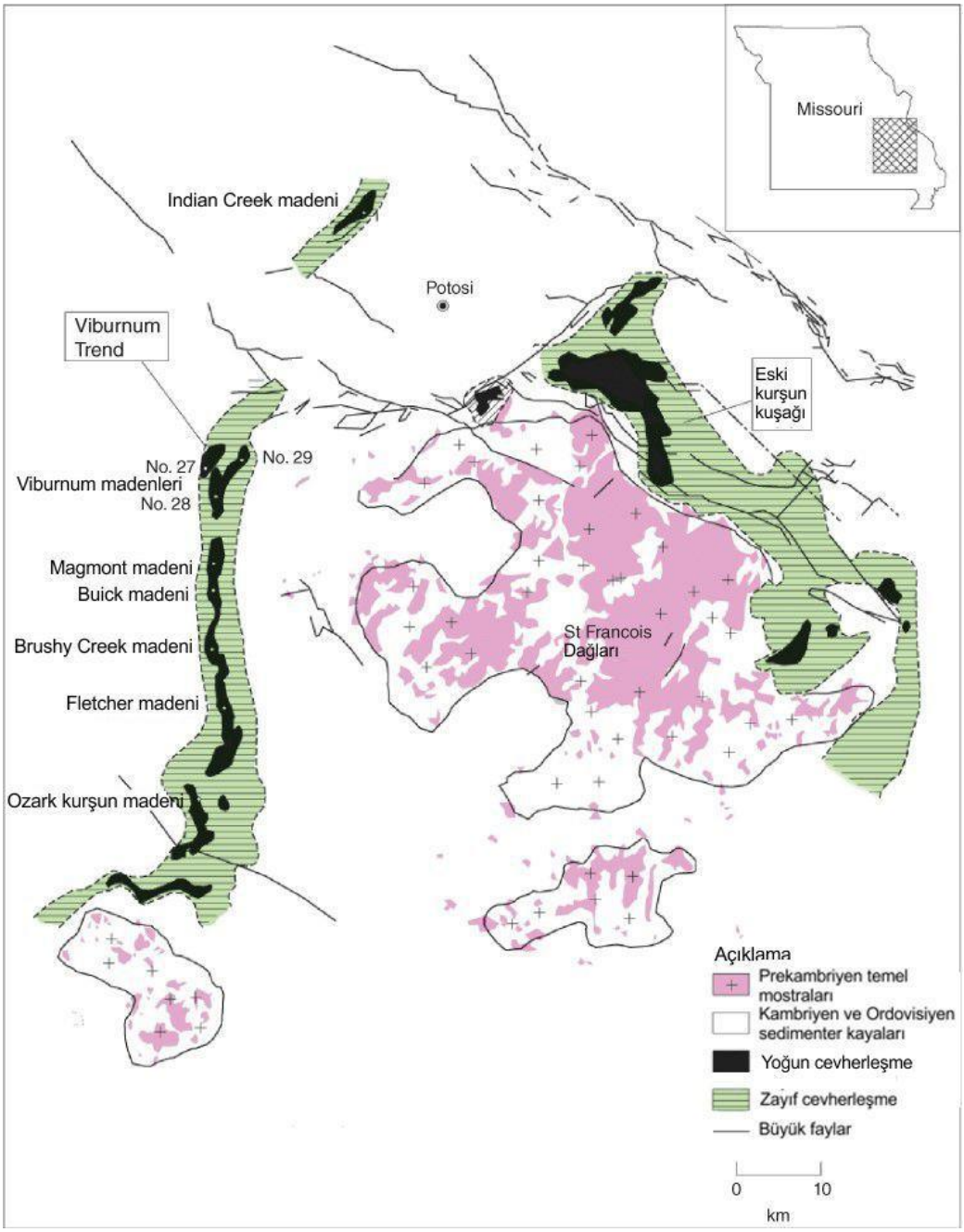
nötürden alkaliye pH değerlerinde metal-bisülfit kompleksleri baskındır. Geçerli koşullar göz önüne alındığında MVT cevher oluşumu sırasında metal-klorür komplekslerinin baskın olduğu konusunda neredeyse hiç şüphe yoktur (Sverjensky, 1986). Ancak, Anderson (1975), uygun Zn ve Pb çözünürlüklerinin yalnızca sıvıların nispeten oksitlenmiş olduğu durumlarda (yani sıvıdaki kükürt H_2S veya HS^- olarak değil, SO_4^{2-} olarak taşındığında) ya da düşük pH koşullarında elde edilebildiğini belirtmiştir. Şekil 3.35, bir sıvının SO_4^{2-} stabil olacak kadar oksitlenmiş olması durumunda, geniş bir pH aralığında yüksek Pb çözünürlüklerine ulaşabileceğini göstermektedir. Ancak, MVT cevherleşmesinin sülfit mineralleri içeriyor olması, metal çökeliminin sülfatın sülfide indirgenmesiyle bağlantılı olduğunu gösterir." Bazı MVT yataklarında (örneğin Pine Point bölgesinde) böyle bir süreç mümkündür. Cevherleşme, önemli miktarda indirgenmiş kükürt içeren başka bir sıvı ile sülfür açısından fakir bir cevher sıvısının karışmasına bağlanmaktadır (Beales ve Jackson 1966). "Alternatif olarak, cevher akışkanı başlangıçta önemli miktarda indirgenmiş kükürt içerebilir ve indirgenme ve metal çökelimi, yine ya indirgenmiş bir sıvı ile karışarak ya da sıvının organik madde ile reaksiyona girmesi sonucu gerçekleşmiş olabilir." Bununla birlikte, birçok MVT yatağında dokular ve jeokimya bir akışkan karışma modeliyle uyumsuzdur ve cevherleşme uzun bir zaman dilimi boyunca çökelmiş gibi görünmektedir. Akışkan karışımı ve/veya sülfat indirgemesi gerçekleşmediyse, cevher akışkanının kendisi sülfit mineralleri oluşturmak için yeterli indirgenmiş kükürde ihtiyaç duyacaktır (yani 10^{-5} m'den fazla; bkz. Şekil 3.35). İndirgenmiş akışkan metal-klorür kompleksleri sadece asidik koşullar altında (düşük pH) kararlı olacaktır ve bunun, karbonat konak kayaları ile dengelenmiş MVT akışkanları için geçerli olamayacağı öne

sürülmüştür. Bununla birlikte, bazı MVT yataklarıyla ilişkili akışkanların CO_2 içeriklerinin düşük pH'li çözeltiler oluşturacak kadar yüksek olduğu görülmektedir (Sverjensky, 1981; Jones ve Kesler, 1992). Bu tür asidik akışkanlar metal-klorür komplekslerinin stabilitesini artırarak yüksek metal çözünürlüğüne yol açacaktır. Bu tür sıvılar ayrıca cevherleşme alanında çözülme breşleri oluşturarak zemin hazırlığında da rol oynamış olabilir. Bu da cevher akışkanı konak karbonat kayası ile reaksiyonla nötürleştirildiğinde (yukarıda Denklem 3.11) metal çökelmesine neden olur.

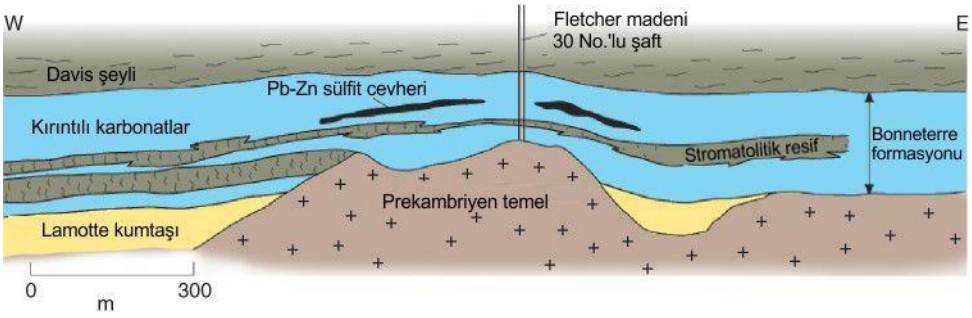
Kutu 3.7 Konak Kayası Sedimenter Olan Havza Akışkanlarının Dolaşımı: 2. Viburnum Trend, Missouri

Missouri'nin güneydoğusundaki "New Lead Belt" olarak da bilinen Viburnum Trend dünyanın en büyük kurşun üreten metalojenik bölgesidir. 1980'lerin ortalarında 65 km uzunluğundaki bu dikkat çekici cevherleşme kuşağından yapılan üretim ve toplam rezervler, ortalama %6 Pb ve %1 Zn içeriğiyle yaklaşık 540 milyon ton olarak hesaplanmıştır (Misra 2000).Viburnum Trend Prekambriyen bir temel kütlenin uyumsuz bir şekilde Kambro–Ordovisiyen silisiklastik ve karbonat tortul serisi tarafından örtüldüğü St. Francois Dağları'nın batısında yer alır. Pb-Zn cevherinin konak kayaları esas olarak Bonneterre formasyonunun Kambriyen dolomitleridir. Ancak, cevherleşme 200 milyon yıl sonra Karbonifer döneminde oluşmuştur. Viburnum Trend'in Pb-Zn cevherleri MVT yataklarının klasik bir örneği olarak kabul edilmektedir (Şekil 3.7.1).

Viburnum Trend'in galenit-sfalerit ağırlıklı cevherleşmesi kıta sahanlığı üzerindeki sığ deniz istilaları sırasında oluşan bir dizi karbonat kayası içinde yer alır (Larsen, 1977). Bu sahanın kuzey ve batı kenarlarında gözlenen yükseltiler (St. Francois Dağları) çevresinde, altında gözenekli Lamotte kumtaşı ve üstünde nispeten geçirimsiz Davis şeyli bulunan biostomal dolomitlerden oluşan bir stromatolitik resif gelişmiştir (Şekil 3.7.2). Viburnum Trend'deki cevherleşmenin kesin yaşları ve aslında ABD'nin güneydoğusundaki ilgili Pb-Zn MVT türlerinin çoğu geç Karbonifer'de nispeten kısa bir zaman aralığını işaret etmektedir (yani yaklaşık 330 ila 300 milyon yıl önce; Leach vd., 2001). Bu zaman aralığı Yerküre tarihinde büyük sıkışmalı bir orojenez ile örtüşen ve Pangea süper kıtasının birleşmesinin gerçekleştiği bir dönemi işaret etmektedir (bkz. Bölüm 6). "ABD'nin güneydoğusundaki bu olay Ouachita çarpışmalı orojeni tarafından belirlenmiş olup, bu olayın bölge genelinde akışkan hareketini tetiklediği öne sürülmüştür. Orojen veya topografya kaynaklı sıvı akışı (bkz. bu bölümdeki alt bölüm 3.3.1 ve 3.10.2) hidrotermal çözeltileri Lamotte kumtaşı gibi hidrolik olarak bağlantılı paleo-akiferlerde yoğunlaştırmış ve daha sonra akışkan etkileşimi ve karbonat kayalarının çözünmesi gibi süreçler nedeniyle metal çökelimi gerçekleşmiştir. Viburnum Trend yataklarının birçoğunun ilginç bir özelliği temel topografyası, üstteki sedimenter tabakaların sıkışmaları ve cevherleşme arasındaki yakın ilişkidir. Şekil 3.7.2'de cevherleşmenin Bonneterre dolomitlerinde bir taban topoğrafik yükseltisinin hemen üzerindeki bir zonla sınırlandırıldığı, Fletcher Madeni boyunca bir batı-doğu kesiti görülmektedir. Bu temel yükseltisinin tabakalarda neden olduğu sıkıştırma başlangıçta Lamotte kumtaşı (bazı cevherleşmelerin meydana geldiği) veya alt stromatolitik resifler gibi altta uzanan serilerde akan akışkanların kırıntılı karbonatlara doğru zorlanmış olabileceğini ve bunun önemli olduğunu düşündürmektedir. Bu da metal çökelmesini teşvik eden önemli bir faktördür.



Şekil 3.7.1 Viburnum Trend Pb-Zn cevherleşmesinin ve bu kuşaktaki büyük madenlerin jeolojik haritası (Kisvarsanyi, 1977'den).



Şekil 3.7.2 Fletcher Madeni, Viburnum Trend boyunca cevherleşme, temel topoğrafik yükseltiler ve tabaka daralmaları arasındaki yakın ilişkiyi gösteren batı-doğu kesiti (Paarlberg ve Evans, 1977'den).

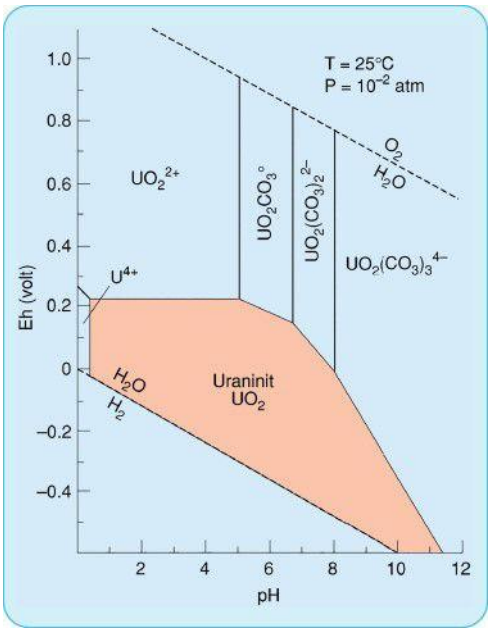
3.11 Yüzeye Yakın Meteorik Akışkanlarla (Yeraltı Suyuyla) İlişkili Maden Yatakları

Yüzeye yakın ortamda meteorik akışkanların veya yeraltı sularının sirkülasyonu ile oluşmuş fazla sayıda hidrotermal cevher yatağı yoktur. Çünkü, metaller genellikle bu tür akışkanlarla taşınmaz. Dikkate değer bir istisna, düşük sıcaklıkta meteorik akışkan hareketi ile ilişkili, konak kayası tortul olan uranyum yatak tipi ailesidir (Nash vd., 1981). Bu yatak türlerinin biri, Batı Avustralya ve Namibya'nın bazı kısımları gibi kurak bölgelerde oluşan, konak kayası kalker olan uranyum-vanadyum cevherleridir. Bu yataklar yüzeysel ortamlardaki yüksek buharlaşma oranlarıyla ilgili olduklarından Bölüm 4'te ele alınmışlardır. Diğer kategoride konak kayası kumtaşı olan uranyum cevherleri yeraltı suyu akışı ve redoks çökeltme mekanizmaları ile ilgili olup, aşağıda ele alınmıştır.

3.11.1 Uranyumun Çözeltide Taşınması ve Çökelmesi Hakkında Kısa Bir Not

Doğada uranyum uranöz (U^{+4}) iyonu ve uranil (U^{+6}) iyonu olarak iki değerlik durumunda bulunur. Magmatik ortamda uranyum esasen U^{+4} olarak oluşur ve bu form sadece birkaç aksesuar mineralde (zirkon, monazit, apatit, sfen vb.) oluşan ve kalıntı eriyiklerde yoğunlaşan oldukça uyumsuz bir iz elementtir. Bununla birlikte, uranöz iyon meteorik sularda kolaylıkla U^{+6}'ya oksitlenir. Çoğu doğal sulu çözeltide uranöz kompleksleri çözünmez, ancak U^{+6} florür (pH < 4'te asidik koşullar altında), fosfat (5 < pH <7,5'te nötüre yakın koşullar altında) ve karbonat (pH > 8'de alkali koşullar altında) ligandları ile kararlı kompleksler oluşturur. Bu nedenle, oksitlenmiş uranyum formu çok çeşitli pH koşullarında kolayca taşınırken, metalin indirgenmiş formunun çözünürlüğü çok daha azdır. 25°C'de $U\text{-}O_2\text{-}CO_2\text{-}H_2O$ sistemi için bir Eh-pH diyagramı olan şekil 3.36, nötüre yakın pH aralığındaki çoğu meteorik su için baskın sulu türlerin muhtemelen U^{+6} oksit veya U^{+6} karbonat kompleksleri olduğunu göstermektedir. Uranyum, uraninit veya pitçblend formunda bir uranöz oksit oluşturmak için akışkanın Eh'sini düşürerek çökeltilebilir.

Sonuç olarak, birçok düşük sıcaklık uranyum yatağı tipi metalin U^{+6} olarak taşındığı ve indirgeme ile çökeltildiği oksidasyon-indirgeme süreçlerinin bir ürünüdür. Diğer ligandların yüksek derişimlerinin varlığında uranyum daha yüksek sıcaklıklarda (> 100 °C)



Şekil 3.36 Belirli koşullar için ilgili sulu uranyum bileşiklerini gösteren Eh-pH diyagramı. Nötür pH aralığındaki çoğu meteorik su için baskın sulu bileşikler muhtemelen U^{+6}-oksit veya U^{+6}-karbonat kompleksleri olacaktır. Bunlar, U^{+4}-oksit veya uraninit oluşturmak için indirgenme (yani Eh azalması) ile çözeltiden çökeltilecektir (Langmuir, 1978'den).

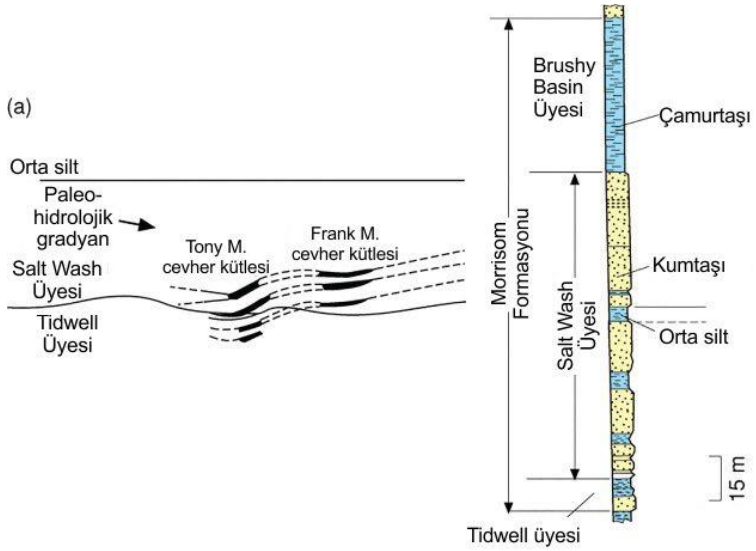
ve düşük pH'de (Kojima vd., 1994) stabil olan UO_2Cl^+ gibi çeşitli farklı kompleksler olarak taşınabilir. Redoks kontrollerine ek olarak, uranyum çökelmesi ayrıca akışkan karışma, akışkan pH'sindeki değişiklikler ve adsorpsiyonla desteklenebilir. Uranyum cevheri oluşum süreçlerine daha kapsamlı bir genel bakış Nash vd. (1981)'de verilmiştir.

3.11.2 Konak Kayası Kumtaşı Olan Uranyum Yatakları

Dünyanın en iyi bilinen, konak kayası kumtaşı olan uranyum yataklarından bazıları ABD'de bulunur. Bu yataklar Colorado Platosu bölgesi (Utah, Colorado, New Mexico ve Arizona eyaletlerinin karşılıklı köşelerinde), güney Teksas ve Wyoming-Güney Dakota bölgesi olmak üzere başlıca üç bölgede dağılmıştır. Güney Afrika'daki Karoo serisinin Permiyen Beaufort Grubu kumtaşları ve Fransa'daki Lodève yatakları gibi daha küçük, genellikle ekonomik olmayan başka yataklar da bilinmektedir. Yataklar genellikle Paleozoyik ile Mesozoyik arasında değişen akarsu-göl kumtaşları ve arkozlar ile ilişkilidir ve farklı geometrik varyantları/çeşitleri de mevcut olmasına rağmen tabaka bağımlıdırlar. Colorado Platosu bölgesindeki yatakların çoğu tablamsı şekilde olup, organik materyal veya vanadyum ile ilişkilidir (Northrop ve Goldhaber, 1990). Wyoming ve güney Teksas'taki yataklar ise tam tersine, plan görünümünde kıvrımlıdır ve enine kesiti hilal şeklindedir. Tabakaya bağlı olsalar da, bu cevherler tabakalanmayla uyumsuzdur ve tipik olarak aynı kumtaşı akiferinin oksitlenmiş ve indirgenmiş kısımları arasındaki dokanaklarda oluşurlar (Reynolds ve Goldhaber, 1983; Goldhaber vd., 1983). Bu son bahsedilen tür genellikle "roll-front uranyum yatağı" tipi olarak adlandırılır. İki alt tipin oluşumu oldukça farklıdır ve aşağıda ayrı ayrı tartışılmıştır.

3.11.2.1 Colorado Platosu (Tablamsı) Uranyum-Vanadyum Tipi

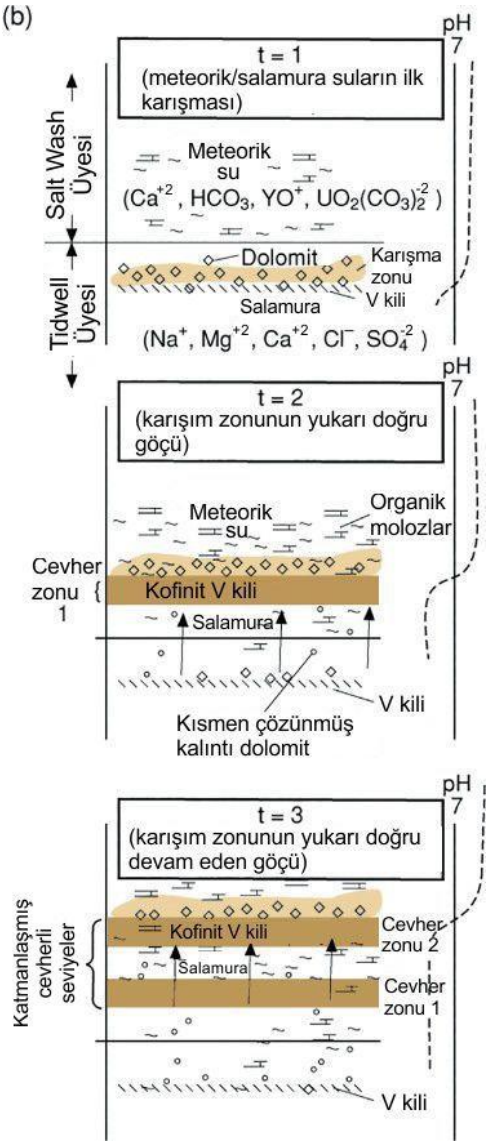
Konak kayası kumtaşı olan tablamsı uranyum yataklarının önemli özellikleri, üst üste istiflenebilmeleri ve cevher zonlarının dolomitik çimento içeren kumtaşları ile yukarıdan ve aşağıdan sınırlandırılmış olmasıdır. Bu yatak türlerinin oluşumu için genel olarak kabul edilen model, Utah'taki Henry Havzası'nda yapılan çalışmalara dayanmaktadır. Burada, yığılmış U–V cevher yataklarının Colorado Plato bölgesinin temsilcileri olarak kabul edildiği belirtilmektedir (Northrop ve Goldhaber 1990). Bu alandaki cevher kütleleri ağırlıklı olarak Morrison formasyonunun baskın olarak Jura yaşlı kumtaşı Salt Wash üyesi içinde gözlenir. Ancak, bölgesel ölçekte tabakalanmaya göre biraz uyumsuzdur (Şekil 3.37a). Cevherleşmelerin sıcaklıkları düşük iki ayrı meteorik akışkan arasındaki yüzeyde oluştuğu



Şekil 3.37 a) Utah'taki Henry Havzası bölgesinde tablamsı uranyum-vanadyum yataklarının cevher gövdesi geometrisi ve konak kayaların özellikleri (Colorado Plato bölgesinin geneli için kabul edilen). (b) Colorado Plato tipi yataklarının tabular ve katmanlı cevher gövdesi geometrileri için genetik model, altta durgun bir salamura ile üstte cevher içeren ve akifer ile ilişkili meteoritik sıvı arasında yukarı doğru hareket eden bir karışım bölgesini içerir (Northrop ve Goldhaber, 1990'dan).

düşünülmektedir. Bu akışkanlardan biri Na^{+}, Mg^{+2} ve Ca^{+2} katyonları ve Cl^{-} ile SO_4^{-2} anyonları içeren, nispeten durgun fakat tuzlu bir havza akışkanıdır. Bu havza akışkanı beraberinde $UO_2(CO_3)_2^{-2}$ ve VO^{+} gibi yüksek oranda çözünür metal bileşikleri içeren, akifer horizonları boyunca kolayca akan, tuzluluğu düşük meteorik akışkanın altında uzanır. Bu iki akışkanın karışması metallerin akışkan ara yüzünü yansıtan, yataya yakın tablamsı bölgelerde çökelmesine neden olur (Şekil 3.37b). Bu yataklardaki ana uranyum cevher minerali ya eşzamanlı organik (bitki) kalıntısı ya da kumtaşındaki gözeneklerde vanadyumca zengin bir klorit ile ilişkili olan uranöz bir silikat olan kofinitdir [$U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$].

Sıvı karışımı ve metal çökelmesi yüzeyden birkaç yüz metre derinlikte meydana geldiği için, sıvı sıcaklıklarının 30–40 °C'yi aşmış olması pek olası değildir. Durgun, tuzlu havza akışkanlarının yerel olarak türediği düşünülmektedir. Ancak, bu tuzlu sular evaporitik serilerle etkileşime girmiştir. Bu da yüksek Mg/Ca oranlarını açıklamaktadır. Üstteki meteorik akışkan esasen U^{+6} ve V^{+4} ile birlikte Cu, Co, As, Se ve Mo gibi oksitte çözünen diğer metalleri, üstteki uranyum açısından zengin tüflü kayalardan veya akifer çökellerdeki detrial Fe-Ti oksit minerallerinin ayrışmasından alan yeraltı suyudur (Reynolds ve Goldhaber, 1978). İki akışkanın karışması ve ilgili diyajenetik reaksiyonların detayları cevher oluşumuna yol açmıştır. Bu sürecin detayları Northrop ve Goldhaber (1990) 'da sunulmuştur. Bu ortamda akışkan karışımının bir ürünü pH ile ilişkili $(Ca,Mg)CO_3$ aşırı doygunluğundan çöken bir dolomit çimentosudur. Karışım bölgesindeki pH değişiklikleri sıkışma ve çökellerin diyajenezi sırasında vanadyum bakımından zengin killerin (smektit-klorit) oluşumunun bir ürünü gibi görünmektedir. Vanadyum akışkanın [OH^{-}] aktivitesini azaltan ve pH'sini düşüren kil minerallerinin dioktahedral ara katman hidroksit bölgelerine [$V(OH)_3$ olarak] dâhil olur. Aynı kimyasal



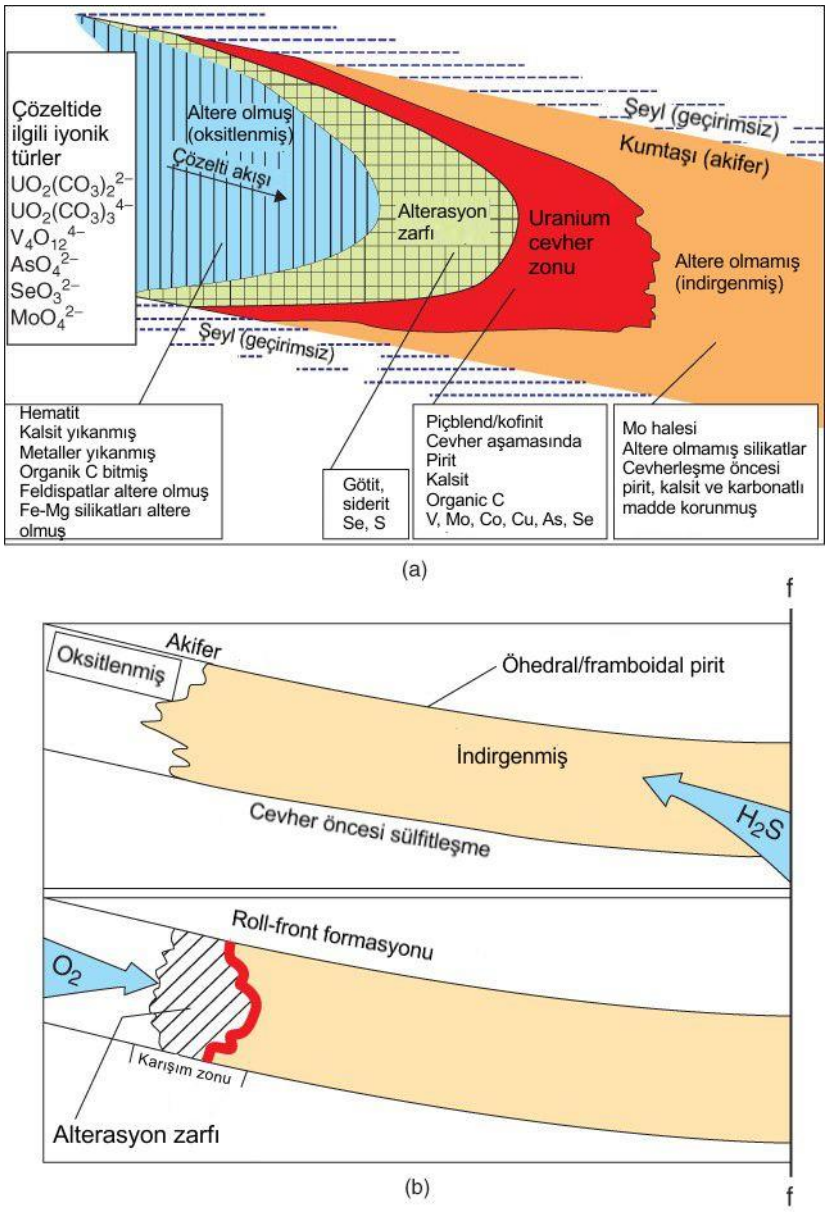
Şekil 3.37 (Devam)

etmenler kofinit cevherinin oluşumunda da söz konusu ise de, gerçek süreçler daha karmaşıktır ve iki aşamayı kapsar. Bu meteorik akışkanda çözünmüş olması muhtemel uranil-dikarbonat kompleksi sadece sınırlı bir pH aralığında duraylıdır (Şekil 3.36 için geçerli koşullarda yaklaşık 7-8). Akışkan karışımının ve V kili oluşumunun neden olduğu akışkan pH'sindeki düşüş, $UO_2(CO_3)_2^{-2}$ moleküllerinin kuvars taneciklerinin yüzeyine adsorpsiyonunu sağlayan UO_2^+ çözünürlüğünün düşmesine neden olur. Akışkan U^{+4} komplekslerini stabilize etmek için indirgendiğinde (muhtemelen bakteriyel olarak indüklenen SO_4 indirgemesi ve H_2S üretimi ile), uranöz iyonu ve silika arasındaki bağlanma kofinit oluşumuna yol açar (Northrop ve Goldhaber, 1990). Kofinit ve bitki kalıntıları arasındaki çok yakın ilişkiden de anlaşılacağı üzere, cevher oluşum sürecinde organik maddenin önemli bir rol oynadığı unutulmamalıdır. Organik maddenin kendisinin bir indirgeyici olduğu gerçeğine ek olarak, sülfat indirgeyen bakteriler için bir besin kaynağı sağlar ve bu da U^{+6} ve V^{+4}'un çözünmez düşük değerlikli formlarına indirgenmesi için biyojenik H_2S sağlar. Colorado Platosu bölgesindeki Grants cevher kuşağında uranyum cevherleşmesi organik asit bakımından zengin akışkanlar tarafından çökellere epijenetik olarak sokulan humat formundaki organik maddeyle ilişkilendirilir.

Şekil 3.37b'de gösterilen model, özellikle bir uranyum-vanadyum ilişkisinin olduğu Colorado Platosu bölgesindeki tabla şeklinde, yığılmış cevherler için geçerlidir. Tabla cevher kütlelerinin istiflenmiş yapısının, zamanla dönemsel olarak yukarı doğru hareket eden iki akışkanlı bir ara yüzün ürünü olabileceği öne sürülmektedir. Cevher oluşumu üzerindeki ana etmen pH ise de adsorpsiyon, bakteriyel aracılık ve redoks reaksiyonları da önemli süreçlerdir. Düşük pH bölgesinin göçünün kanıtı, her bir cevher horizonuna giden taban bloğu bölgelerinin sekans boyunca yukarı doğru hareket ederken asidik akışkan tarafından kısmen çözünen cevherle ilişkili dolomit kristallerinin kanıtlarını muhafaza etmesiyle sağlanır.

3.11.2.2 Roll-front Tipi

Tablaması çökeltilere biraz benzese de, *Roll-Front tipi* cevherler farklı kimyasal süreçlerin bir sonucu olarak gelişir. En basit haliyle, roll-front tipi yatakların cevherleşme modeli, geometriyi en iyi şekilde açıklayan modeldir. Bu modelde oksitlenmiş meteoritik bir sıvı,



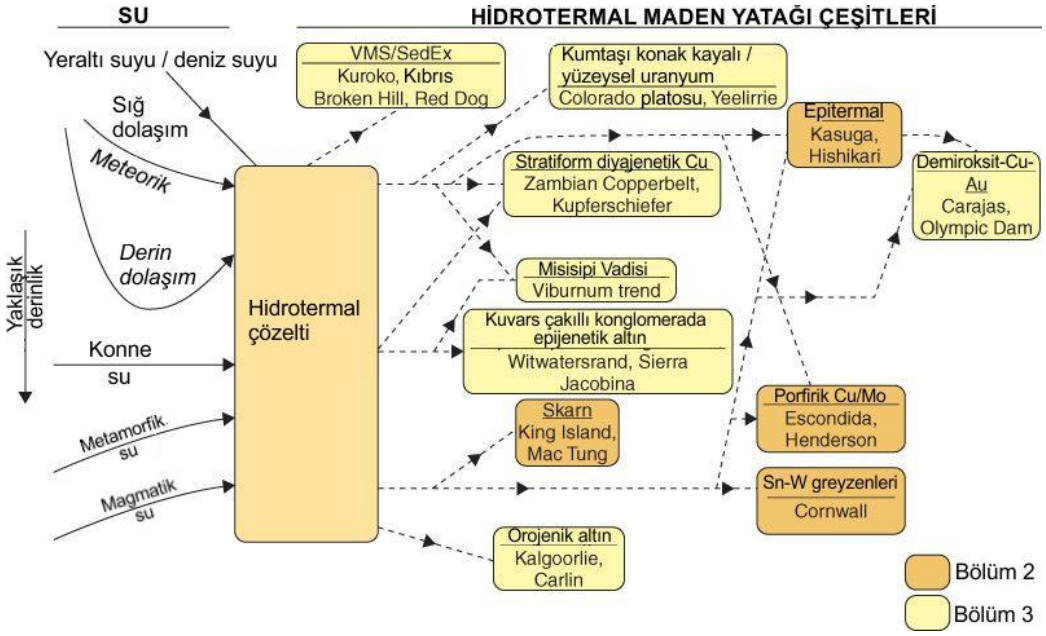
Şekil 3.38 (a) Wyoming, Güney Dakota ve güney Teksas'takiler gibi konak kayası kumtaşı olan, tipik bir roll-front tip uranyum yatağı boyunca enine kesit. Uranyum cevherleşmesi aynı akiferin altere olmuş/oksitlenmiş ve altere olmamış/indirgenmiş kısımları arasındaki ara yüzde (veya redoks cephesinde) meydana gelir (De Voto, 1978; Misra, 2000'den). (b) roll-front tip yataklar için iki akışkanlı bir karışım modeli. Başlangıçta indirgenmiş bir akışkan eş-çökelimsel bir fay (f) boyunca yukarı doğru göç eder ve kumtaşını (üstteki kutu) sülfidize eder. Bunu oksijenli, uranyum içeren bir meteorik akışkanın aşağıya doğru göçü ve karışma bölgesinde (alt kutu) oluşan redoks cephesinde uranyum cevherinin çökelmesi izler (model Goldhaber vd., 1978'den).

çözünür uranil-karbonat komplekslerini taşıyarak bir kumtaşı akiferi boyunca akar ve bir redoks cephesinde uranyum cevherini çökelterek oluşturur (Şekil 3.38a). Roll-front'un yukarı eğiminde kumtaşları alterasyona uğramış (detrital silikat mineralleri killer hâline dönüşmüş, Fe-Ti oksit fazları çözülmüş) ve oksitlenmiştir (ikincil hematit oluşmuş, organik karbon biyolojik olarak parçalanmıştır). Redoks cephesi içte bir alterasyon zarfı (götit, siderit, pirit veya markazit ile işaretlenmiş) ve dışta bir cevher zonu (pirit ve biraz organik karbon ile pichblend ve/veya kofinitten oluşan) ile karakterize edilir. Redoks cephesinin eğim aşağısında kumtaşı göreceli daha az alterasyona uğramış olup, detritik mineral fazları nispeten bozulmamış halde, daha düşük bir cevher öncesi pirit, kalsit ve organik madde topluluğu içerir (Şekil 3.38a). Bu modelde redoks cephesi meteorik akışkanın süzüldüğü kumtaşını oksitleme kapasitesini kaybettiği mekân ve zamandaki konum olarak kabul edilebilir. Redoks cephesinde akışkanın Eh'si aniden değişir ve çözünür uranil-karbonat kompleksleri uranöz oksit veya silikat minerallerinin çökelmesiyle kararsız hale gelir. Akışkan içinde bulunan diğer çözünür metal-oksit kompleksleri de (V, As, Se, Mo, Cu, Co gibi) benzer şekilde indirgenir ve Eh'in bir fonksiyonu olarak göreli çözünürlüklerine bağlı olarak uranyumdan önce veya sonra çeşitli mineraller olarak çökelirler. Roll front cephesi sabit kalmaz ve meteorik akışkan yeniden yüklendikçe ve kumtaşının aşamalı, aşağıya eğimlenme oksidasyonu süreci zamanla geliştikçe eski yamaçtan aşağı doğru hareket eder. Redoks cephesinin aşağıya doğru göçü zon arıtma işlemine eşdeğer olabilir ve cevher kütlesi sadece paleohidrolojik rejim değiştiğinde ve akışkan hareketi durduğunda "donar".

Bu şemanın değişik bir versiyonu bazı roll front tip yatakların mekânsal olarak depolanma sırasında oluşan faylarla mekânsal olarak ile ilişkili olduğunu ve uranyum cevherlerinin yerini parajenetik olarak daha sonra sülfit minerallerinin aldığını belirten Goldhaber vd. (1978, 1983) tarafından önerilmiştir. Bu özellikleri içine alan bir akışkan karışma modeli önerilmiş ve indirgenmiş bir akışkanın fay boyunca yukarı doğru hareket ettiği ve kumtaşı akiferini her iki tarafta birkaç yüz metre boyunca sülfidize ettiği öngörülmüştür (Şekil 3.38b). Bu yer hazırlama aşaması cevherle ilgili redoks cephesinin konumlandırılmasından sorumlu olan indirgeme ortamını meydana getirir. Cevherleşme sürecindeki bu ek aşamanın kanıtı, organik madde içermeyen yataklarda öz şekilli pirit veya organik madde içeren yataklarda framboidal pirittir. Bu aşamayı okside olmuş, uranyum içeren bir meteorik akışkanın aşağıya doğru göçü ve ardından akışkan karışma bölgesi ile temsil edilen bir redoks cephesinde uranyum cevherinin çökelmesi izler veya büyük ölçüde bununla çakışır (Şekil 3.38b). Güney Teksas'taki yataklar gibi bazı durumlarda sülfit içeren çözeltilerin havzanın daha derinlerinden fayda yukarı doğru devamlı akışı cevherleşme sonrası sülfidizasyona ve altere olmuş kumtaşı akiferinin yukarı bölümlerinde bile baskılama yapan geç evre pirit ve markazit büyümesine neden olur.

3.12 Özet

Yerkabuğunda dolaşan birçok farklı akışkan türü vardır. Bu akışkanlar hemen hemen her tektonik ortamda var olan ve Yerküre tarihi boyunca oluşmuş çok çeşitli hidrotermal maden yatağı türlerine yol açmıştır. Juvenil akışkanlardan özellikle felsik bileşimli olanlar magmalardan ayrılarak porfiri Cu-Mo, skarn ve greyzen ile ilgili Sn-W, intrüzyona bağlı Fe oksit-Cu-Au ve yüksek sülfidasyon Au-Ag cevherleri içeren granitle ilgili cevher yataklarına yol açar (Bölüm 2'de tartışılmıştır). Prograd mineral reaksiyonları sırasında açığa çıkan uçucu maddelerden türeyen metamorfik akışkanların bileşimi genel olarak sulu karbonik olup, dünya genelinde özellikle Arkeen ve Fanerozoyik yaşlı kayalarda iyi gelişmiş olan orojenik altın yataklarıyla ilişkilidir. Diyajenez sırasında oluşan havza akışkanları indirgenmiş



Şekil 3.39 Farklı akışkan türleri ile değişik hidrotermal maden yatağı türleri arasındaki ilişkiyi gösteren diyagram (diyagram Bölüm 2 ve 3'ün her ikisi ile de ilişkili olup, Skinner, 1997'den değiştirilerek alınmıştır).

(Pb-Zn baskın cevherleri oluşturan) veya oksitlenmiş (Cu baskın cevherleri oluşturan) çökel ortamlarıyla etkileşime girer. Bu akışkanlar MVT (Pb-Zn) ve konak kayası stratiform tortul olan bakır cevherlerinin oluşumunda rol oynar. Yüzeye yakın meteorik suların dolaşımı uranil iyonu gibi değişken bileşenleri çözerek, konak kayası farklı çeşitli çökellerde uranyum yataklarına yol açabilir. Son olarak, kırıklı okyanus kabuğunda dolaşan deniz suyu siyah dumanlı tüteçlerden deniz tabanından çıkar ve Cu-Zn ağırlıklı VMS yataklarının oluşumu için modern bir analog sağlar. Benzer eksalatif süreçler ayrıca farklı tektonik ortamlarda ve farklı metal topluluklarında meydana gelir ve tortul kayalar içinde Zn-Pb'ca zengin SEDEX tipi çökeltilere yol açar.

Bölüm 2 ve 3'te açıklanan çeşitli hidrotermal yataklar ve bunların bu bölümlerde tartışılan farklı akışkan türleri ile ilişkileri şekil 3.39'da özetlenmiştir.

Hidrotermal maden yataklarının oluşumu sadece yerkabuğunda önemli hacimlerde akışkan oluşumuyla değil, aynı zamanda kayalarda dolaşım ve deformasyon sırasında oluşan yapısal kanallara (makaslama bölgeleri, faylar, breşler vb.) odaklanma yeteneği ile de bağlantılıdır. Hidrotermal akışkanların metalleri çözme yeteneği cevher oluşturan bileşenlerin bu ortamda yoğunlaşmasını sağlar. Hidrotermal akışkanların sıcaklığı ve bileşimi (özellikle çeşitli metallerle kompleks oluşturabilen çözünmüş ligandların varlığı ve bolluğu) pH ve fO_2 ile birlikte herhangi bir akışkanın metal taşıma kapasitesini kontrol eder. Metallerin çökelmesi akışkanın kendisindeki bileşimsel (akışkan-kaya etkileşimi, akışkan karışma) veya fiziksel (P ve T) değişikliklerin neden olabileceği çözünürlükteki azalma ile yönetilir. Ekonomik öneme sahip hidrotermal maden yatakları yüksek metal taşıma kapasitesine sahip büyük hacimli akışkanın erişilebilir bir konumda yoğunlaştığı durumda ve verimli çökelme mekanizmalarının önemli bir süre boyunca sürdürülebildiği durumlarda oluşur.

Yardımcı Kaynaklar

Hidrotermal cevher oluşum süreçlerini daha da derinlemesine araştırmak isteyen okuyucular için aşağıdaki kitaplar ve dergi özel sayıları önerilmiştir.

Barnes, H.L. (ed.) 1967. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 1e. Holt, Rinehart and Winston Inc.

Barnes, H.L. (ed.) 1979. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2e. Wiley.

Barnes, H.L. (ed.) 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3e. Wiley.

Barrie, C.T. and Hannington, M.D. (eds.) 1999. *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*, *Reviews in Economic Geology*, vol. 8. El Paso, TX: Society of Economic Geologists, 408 pp.

Gill, R. 1996. *Chemical Fundamentals of Geology*. London: Chapman & Hall, 290 pp.

Goodfellow, W.D. (ed.) 2007. *Mineral Deposits of Canada*, Special Publication 5. Geological Association of Canada, 1061 pp.

Guilbert, J.M. and Park, C.F. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. London: W.H. Freeman and Co, 985 pp.

Hagemann, S.P. and Brown, P.E. (eds.) (2000). *Gold in 2000*, *Reviews in Economic Geology*, vol. 13. El Paso, TX: Society of Economic Geologists, 559 pp.

Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P. (eds.) 2005. *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, 1136 pp.

Misra, K.C. 2000. *Understanding Mineral Deposits*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 845 pp.

Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits*. New York: Springer-Verlag, 709 pp.

Richards, J.P. and Larson, P.B. (eds.) 1998. *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology*, *Reviews in Economic Geology*, vol. 10. El Paso, TX: Society of Economic Geologists, 256 pp.

Ridley, J. 2013. *Ore Deposit Geology*. Cambridge University Press, 409 pp.

Wolf, K.H. (ed.) 1976. *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, vol. 1–14. New York: Elsevier.

Üçüncü Kısım

Sedimenter/Yüzeysel Süreçler

4

Yüzeysel ve Süperjen Cevher Oluşum Süreçleri

KONULAR

Kimyasal bozuşma prensipleri
- Çözünme ve hidrasyon
- Hidroliz ve asit hidrolizi
- Oksidasyon-indirgenme
- Katyon değişimi

Lateritik toprak/regolit profillerinin oluşumu
Boksit cevheri oluşumu
Lateritlerde nikel, altın ve PGE
Kil yatakları
- ANTE ve iyon adsorpsiyon killeri

Kalkritler ve yüzeysel uranyum yatakları
Bakır ve diğer metallerin süperjen zenginleşmesi

VAKIA ANALİZLERİ

Kutu 4.1 Lateritleşme: Boksit - Los Pijiguaos Yatağı, Venezuela
Kutu 4.2 Süperjen Süreçler: Porfir Bakır Yataklarında Süperjen ve "Egzotik" Mineralleşme

4.1 Giriş

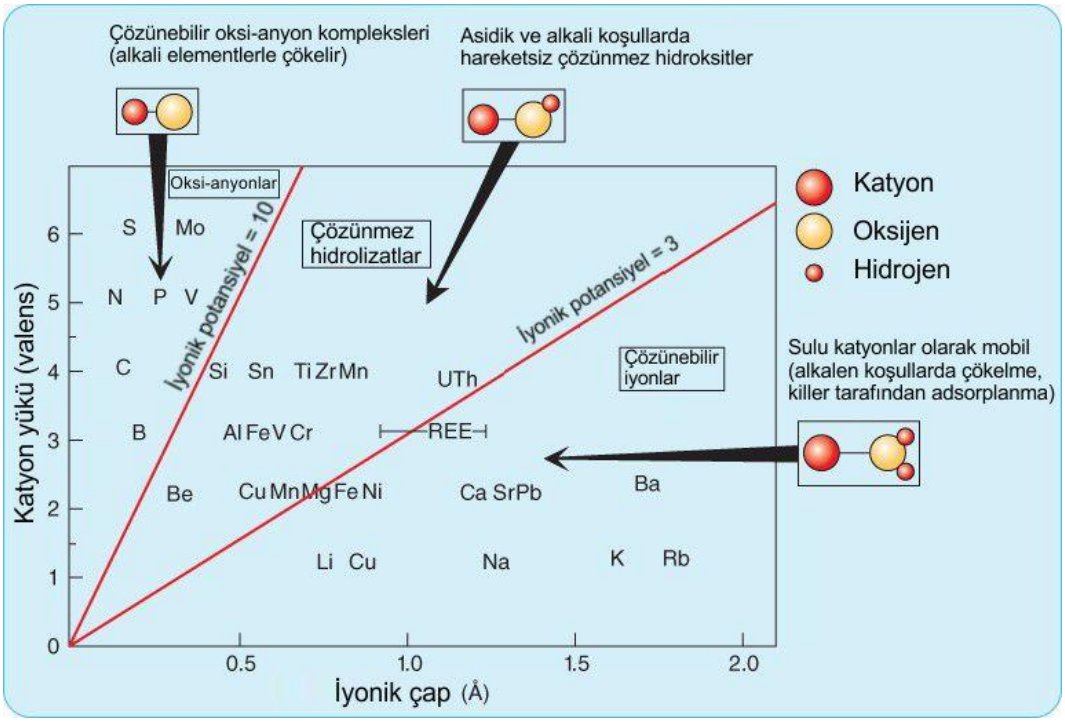
Metaller yerkabuğunda yoğunlaşmasının ardından yer yüzeyinde açığa çıktıktan sonra genellikle kimyasal bozuşma yoluyla daha fazla zenginleşirler. Bozuşma ve cevher oluşumu arasındaki ilişki genellikle işletilebilir bir yatağın oluşmasına yol açan temel bir bileşendir. Birçok cevherleşme yüzeysel ortamda yaygın olarak görülen tenör artışı olmasaydı işletilebilir olmayacaktı. Nihai zenginleşme aşamasının yüzeysel bozuşma süreçleriyle ilgili olduğu birkaç yatak türü vardır. Bu yatak türlerinden bazıları ekonomik olarak çok önemlidir. Boksit gibi başka hiçbir biçimde oluşmayan cevherleşmeler bunlardan biridir. Yüzeysel ortamda cevher oluşma süreçleri yerel iklim ve kaya ile atmosfer arasındaki kimyasal etkileşimleri yansıtan çok yönlü bir süreç olan pedojenez veya toprak oluşumu ile yakından ilişkilidir. Toprağın kendisi son derece değerli bir kaynaktır. Çünkü, dünyadaki gıda üretimi büyük ölçüde toprağın varlığına ve korunmasına bağlıdır. Bu bölümde

toprakta ve ilgili regolitte (yani katı, altere olmamış kayanın üzerinde duran pekleşmemiş malzemenin tümü) metal derişimi ele alınmıştır. Yüzeysel ortamda birçok farklı metal zenginleşir. Bunların en önemlileri metalojenik bakış açısından Al, Ni, Mn, Fe, Cu, Au, Pt, NTE (Nadir Toprak Elementleri) ve U'dır. Bu bölümde özellikle Al, Ni, Au ve platin grubu elementlerinin (PGE'ler) zenginleşmeleri ile ilişkili lateritler üzerinde durulmuştur. Ek olarak, kil yatakları, uranyumca zenginleşmiş kalsitler ve porfiri tip yataklarda Cu'ın süperjen zenginleşmesi irdelenmiştir. Metallerin yüzeysel zenginleşmesi başka birçok ortamda da gerçekleşir ve örneğin bantlı demir oluşumlarıyla ilişkili işletilebilir demir cevherlerinin oluşumunda anahtar bir süreçtir. Bantlı demir formasyonları Bölüm 5'te (Kutu 5.2) ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

4.2 Kimyasal Bozuşma Prensipleri

Metalojenik bakış açısıyla, kimyasal bozuşma süreçleri üçe ayrılabilir:

- Kaya malzemesinin çözünmesi ve çözünür iyonların ve moleküllerin sulu çözeltilerle taşınması/uzaklaştırılması. Daha yüksek sıcaklıklarda bu işlem için geçerli olan bazı ilkeler Bölüm 2 ve 3'te tartışılmıştır.
- Yeni minerallerin, özellikle killerin, oksitlerin ve hidroksitlerin ve karbonatların üretimi. Yine, bu konu Bölüm 3'teki hidrotermal alterasyon bölümünde kısaca tartışılmıştır.
- Silika, alümina gibi altere olmamış kalıntı malzeme ve altın gibi düşük çözünürlüklü metallerin birikmesi.

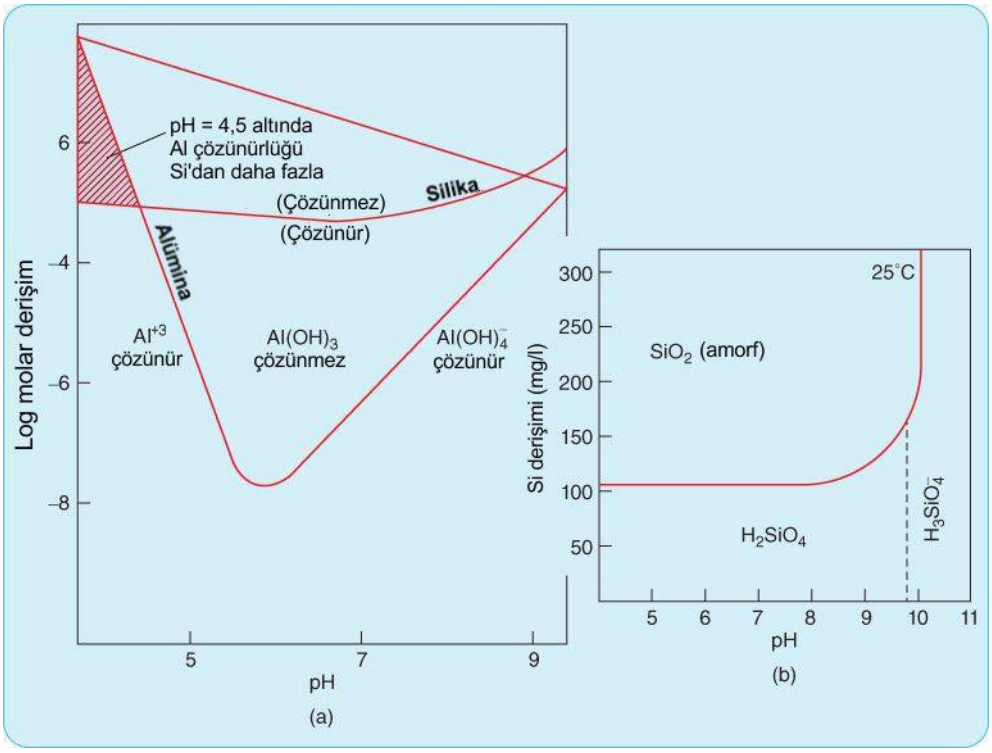


Şekil 4.1 Yüzeysel ortamdaki sulu çözeltilerde seçilmiş iyonların göreceli hareketliliğini gösteren iyonik potansiyele (iyonik yük/iyonik yarıçap) dayalı basitleştirilmiş şema (Leeder, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır).

Bozuşmaya neden olan ana kimyasal süreçler çözünme, oksidasyon, hidrasyon, hidroliz ve asit hidrolizi olarak sayılabilir (Leeder, 1999). Bozuşma başladığında ve ince kil parçacıkları üretildikten sonra katyon değişimi bozuşma zonundaki minerallerin daha fazla parçalanması kolaylaştırır. Bu süreçlerin her biri yüzeysel ortamda cevher oluşumu ile ilgilidir ve aşağıda kısaca tartışılmıştır.

4.2.1 Çözünme ve Hidrasyon

Halit (NaCl) ve diğer evaporitik minerallerin yanı sıra karbonat mineralleri (kalsit, siderit, dolomit vb.) gibi bazı doğal malzemeler pH'nin normalden asidiğe değiştiği yeraltı sularında nispeten kolay ve tamamen çözünme eğilimindedirler. Bu tür bir çözünme, çoğu kayaç oluşturan silikat mineralinin parçalanmasından farklıdır. Çünkü, bu mineraller daha zor ve uyumsuz bir şekilde çözünür (yani mineralin sadece belirli bileşenleri çözeltiye geçer). Farklı elementlerin yüzey sularındaki göreceli çözünürlükleri çeşitli faktörlere bağlıdır. Ancak, iyonik potansiyelleri (veya iyonik yükün iyon yarıçapına oranı) açısından kalitatif olarak tahmin edilebilir (Şekil 4.1). İyonik potansiyeli düşük (< 3) katyonlar her ne kadar alkali koşullar altında çökelir ve kil parçacıkları tarafından kolayca adsorbe edilirler ise de, kolayca hidratlaşmakta ve çeşitli koşullar altında hareketli olabilmektedir. Benzer şekilde, yüksek (> 10) iyonik potansiyele sahip anyonlar çözünerek kompleksler oluşturur ve kolayca çözünürler fakat alkali elementlerle birlikte çökelirler. Ara değerlere sahip iyonlar (3 ile 10 arasında iyonik potansiyeller) nispeten çözünmez durumda ve hidroksitler halinde kolayca çökelme eğilimindedirler.



Şekil 4.2 (a) Si ve Al'un çözünürlüğünün pH'ye bağlı olarak değişimi (Raiswell vd., 1980'den). (b) Amorf silisin 25°C'de çözünürlüğü (Bland ve Rolls, 1998'den).

Yeraltı sularının çoğunun bulunduğu nötür pH aralığında (5-9) silisyum alüminyumdan daha fazla çözünür (Şekil 4.2). Dolayısıyla, kimyasal bozuşma Si'u yıkama eğiliminde olur ve geride hareketsiz Al ve demir oksit/hidroksitlerin kalıntı derişimini bırakır. Bu durum tropikal, yüksek yağış alan bölgelerdeki toprak oluşum süreçleri için yaygındır. Aynı zamanda boksit (alüminyum cevheri) ve Ni derişimlerini de içerebilen lateritik toprak profilleri ortaya çıkarırlar. Bununla birlikte, lateritik topraklar asidik koşullar altında (pH < 5) oluşmaz. Çünkü Al, Si'dan daha fazla çözünür (Şekil 4.2) ve ortaya çıkan topraklar (podzoller) silis bakımından zengin olup, tipik olarak Al ve Fe bakımından tüketilmiştir.

Bozuşma bölgesinde minerallerin çözünmesine katkıda bulunan diğer bir süreç de hidrasyondur. Sulu çözeltilerde su molekülleri yük polaritesi nedeniyle iyonik türlerin etrafında kümelenir ve bu da iyonik bileşiklerin bir çözücüsü olarak etkinliğine katkıda bulunur. Minerallerin hidrasyonu da doğrudan gerçekleşebilir (Bland ve Rolls, 1998). Bunun iyi örnekleri arasında anhidritten ($CaSO_4$) jips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) oluşumu ve montmorillonit gibi killerin yapısına suyun dahil edilmesidir. Mineral hidrasyonu kafes yapısının genişlemesine yol açar ve malzemenin fiziksel ve kimyasal olarak parçalanmasını kolaylaştırır.

4.2.2 Hidroliz ve Asit Hidrolizi

Hidroliz su molekülündeki O–H bağlarından birinin veya her ikisinin kırıldığı kimyasal bir reaksiyon olarak tanımlanır (Gill, 1996). Bu tür reaksiyonlar bozuşma süreçlerinde önemlidir.

Bir örnek, feldispat gibi alüminosilikat minerallerinin parçalanması sırasında gelişen durumdur. Ayrıca, aşağıdaki reaksiyonda gösterildiği gibi, silisin serbest kalarak çözelti içine silisik asit olarak girmesi de başka bir örnektir:

$$Si^{+4} + 4H_2O \leftrightarrow H_4SiO_4 + 4H^+ \qquad (4.1)$$

Kuvars genellikle çözünmez olsa da, nispeten çözünür silisik asit (H_4SiO_4) oluşumuyla sonuçlanan hidroliz reaksiyonları ile geniş bir pH aralığında (bkz. Şekil 4.2b) silikayı mobilize etmek mümkündür. Diğer bir örnek, asidik çözeltilerde nispeten çözünür olan, ancak hidrolizin bir sonucu olarak çökelen Fe ve Al (Şekil 4.1) gibi hidrolizat elementleriyle ilgilidir. Alüminyum hidroksit çökeltisi veren alüminyumun hidrolizi reaksiyon (4.2) ile gösterilir:

$$Al^{+3} + 3H_2O \leftrightarrow Al(OH)_3 + 3H^+ \qquad (4.2)$$

Bu tür bir süreç, örneğin lateritik topraklarda alüminyum [gibsit $Al(OH)_3$ olarak] ve ferrik demir [götit FeO(OH) olarak] yoğunlaşmasına neden olur

Asit hidrolizi silikat minerallerinin bozuşma zonunda parçalandığı süreçleri ifade eder. Bu süreçte aktifleştirilmiş mineral yüzeyler (yani net yük kusuru olanlar) çözelti içindeki asitlerle (H^+ iyonları) reaksiyona girer ve bunu yaparken metal katyonları kristal kafesten çıkarır (bkz. aşağıda alt bölüm 4.4). Bu da daha sonra çözeltiye girer veya çökelir. İşlem en çok kırıklar, klivajlar ve kafes kusur bölgeleri tarafından açığa çıkarılan yüzeylerde aktiftir.

4.2.3 Oksidasyon

Oksidasyon (ve redüksiyon) esasen elektron transferini içeren kimyasal süreçleri ifade eder. Yüzeysel ortamda, suda veya havada bulunan oksijen, yaygın bir oksitleyici ajandır. Yüzeysel ortamda en yaygın olarak oksitlenen element muhtemelen demirdir. Bu element oksidasyon (elektron kaybı) yoluyla ferröz demirden (Fe^{+2}) ferrik (Fe^{+3}) değerlik durumuna dönüştürülür. Kimyasal bozuşmada oksidasyonun rolüne bir örnek, muskovit ile karşılaştırıldığında biyotitin göreceli kararsızlığıdır. Formülü $K^+[(Mg^{+2},Fe^{+2})_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2]^-$ olan biyotit, ferröz demir ferrik demire kolayca oksitlenebildiği için, formülü $K^+[(Al_2)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2]^-$ muskovitten çok daha kolay bozunur. Biyotitte bozuşma ve bunun sonucunda Fe'nin oksidasyonu mineralin

dengesini bozan bir yük dengesizliğine yol açar. Bu süreç, kafesinde demir içermediğinden dolayı muskovitte meydana gelmesi daha az olasıdır. Olivin ve ortopiroksenler gibi minerallerdeki demirin varlığı bozuşma zonunda nispeten kararsız olmalarının ana nedenlerinden biridir.

4.2.4 Katyon Değişimi

Kil partikülleri doğaları gereği genellikle koloidaldir (yani çapları < 2 μm'dir) ve örneğin kil kafesinde Si^{+4}'ün Al^{+3} ile değiştirilmesiyle ortaya çıkan net bir negatif yüzey yükü ile belirgindirler. Negatif yük kolloidlerin yüzeyine katyonların adsorpsiyonu ile nötralize edilir (bkz. Aşağıda Şekil 3.16, Bölüm 3 ve Alt Bölüm 4.4.2). Adsorbe edilmiş katyonlar kil kolloidler içeren bozunmuş malzemeden suyun geçişi sırasında başka katyonlarla değişebilir. Bu sürecin regolit profillerindeki yıkanma ve çökelmenin doğasının yanı sıra mineral kararlılıkları üzerinde de bir etkisi söz konusudur. Bir koloidal parçacığın yüzeyinde katyon değişiminin etkisini gösteren basitleştirilmiş bir şema (Bland ve Rolls, 1998) aşağıdaki reaksiyon (4.3)'te verilmiştir. Bu örnekte katyon değişimi yeraltı sularında Ca'un çözünmesini artırır:

$$\boxed{\text{KOLLOİD}}- \quad Ca^{+2} + 2H^{+}\,(aq) \rightarrow$$

$$\boxed{\text{KOLLOİD}}- \quad H^{+} + Ca^{+2}\,(aq) \qquad (4.3)$$
$$\quad\;\; |$$
$$\quad\;\; H^{+}$$

4.3 Lateritik Yataklar

4.3.1 Laterit Oluşumu

Laterit dünyanın nemli, sıcak, ekvatoral bölgelerindeki yoğun bozuşmanın ürünüdür. Genellikle kaolinitik kil, Fe oksitler ile Al oksitler ve oksihidroksitler bakımından zengindir. Yağmur suyunun aşağıya doğru süzülmesi ve mevsimsel kuru dönemler sırasında regolit içindeki nemin yukarı doğru hareketinden dolayı genellikle iyi tabakalanmışlardır. Bunlar aynı zamanda bir tür sert kabukla da (durikrast) örtülürler. Lateritler alüminyum cevherlerinin (boksit) oluştuğu ana ortamı temsil ettikleri için ekonomik olarak önemlidir (Retallack, 2010). Ayrıca Ni, Mn ve Au gibi diğer metallerin yanı sıra Cu ve PGE gibi önemli derişimler de içerebilirler. Lateritler duraylı kıtasal kara kütleleri üzerinde uzun zaman dilimlerinde oluşur. Afrika, Güney Amerika ve Avustralya'nın bazı bölgelerinde 100 milyon yıldan fazla bir süredir lateritleşme devam etmektedir (Butt vd., 2000). Bu nedenle, lateritler birçok elementin yogun bir şekilde yıkanmasının gerçekleştiği, kalın regolit profilleri (150 m'ye kadar) ile kendine özgüdür. Lateritleşme sonucunda toprakların türedikleri kayaların bileşimine dair bir iz kalmaz (Tardy ve Roquin, 1992). Çoğu toprak/regolit profilinde olduğu gibi, lateritleşmede yer alan ana süreçler killerin ve çözeltilerin belirli bir horizondan uzaklaştırıldığı *elüviyasyon* ve genellikle daha düşük bir seviyede materyalin biriktiği *ilüviyasyon* olarak alt bölümlere ayrılabilir. Genelleştirilmiş lateritik regolit profili yatay olarak konumlanmış yıkanma modelinin ve regolit bölgelerindeki farklı elemanların tutulmasının bir göstergesi ile birlikte şekil 4.3'te sunulmuştur (Butt vd., 2000).

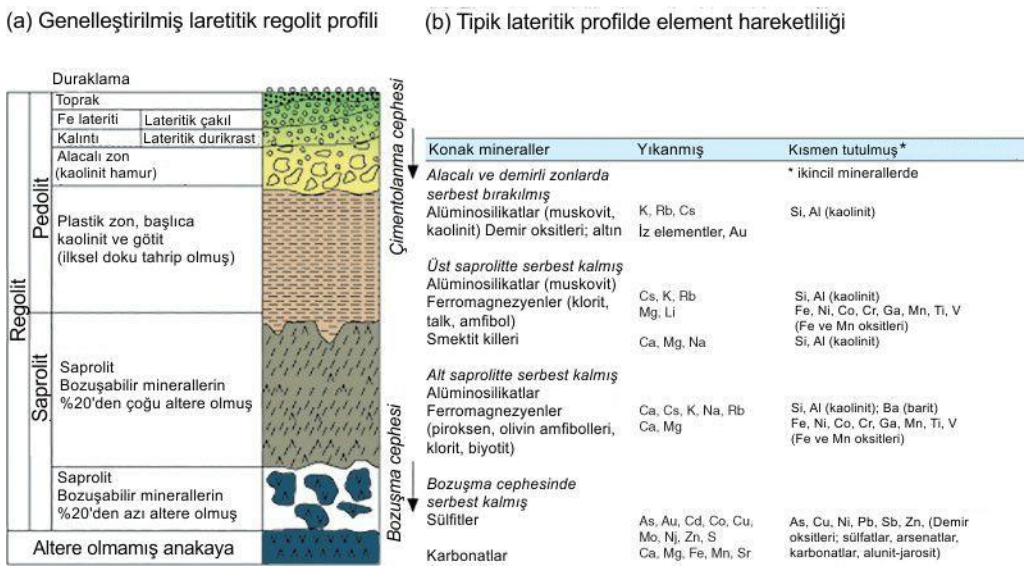
Bir lateritik regolit profilinin tabanı birincil doku ve yapının hala korunduğu yüksek derecede aşınmış kayalardan oluşan saprolit bölgesi (saprock) ile tanımlanır. Bu tip bozuşmaya dâhil olan akışkanlar genellikle oksitleyici ve hafif asidik olduğu göz önüne alındığında, en alttaki saprock zonu (Şekil 4.3) sülfitlerin ve karbonatların duraysızlığı ve çoğu kalkofil metal ve alkali/alkali toprak elementlerinin buna bağlı olarak yıkanması ile belirgindir. Alt saprolit zonu ise aynı zamanda Si ve Al'un kil minerallerinde (kaolinit ve halloysit) tutulmasıyla feldispatlar ve ferromagnezyen minerallerin parçalanması ile tanımlanır. Bu zon içerisinde ayrıca, bazı geçiş metallerinin hematit ve götit gibi fazlarda kısmen tutulması yoluyla, Fe oksitleri ve

oksihidroksitleri oluşur. Orta ve üst saprolit zonunda minerallerin en dirençli olanları hariç, tümünün değişimi ve ayrıca klorit ve smektit gibi daha önce oluşmuş ikincil minerallerin parçalanması söz konusudur. Sadece muskovit ve talk gibi mineraller bu bölgede bozulmadan kalma eğilimindedir. Regolit profilinin üst kısmı olan pedolit bölgesi kaya dokusunun tamamen tahrip olması ve en kararlı elementler dışında tümünün yıkanması ile belirgindir. Bu zona bileşimsel olarak başlıca kaolinit, kuvars ve hematit/götit şeklinde bulunan Si, Al ve ferrik Fe içerir. Mafik/ultramafik anakaya üzerinde demirli bir kalıntı zon iyi gelişebilirken, felsik litolojiler üzerinde kaolinit daha bol bulunabilir. Zon ayrıca pisolitler ve nodüller gibi akresyonel ve çözünme dokuları ile kaolinitin gibsit veya amorf silika ile yer değiştirmesi ile karakterize edilir. Bazı metaller (Au, Cr, V, Sc, Ga) adsorpsiyon yoluyla ferrik demirli (ferruginöz) çökeldeki Fe oksitler/oksihidroksitler içinde bulunma eğilimindeyken, diğer elementler sadece mineral konaklarının özellikle duraylı olması nedeniyle üst zonlarda tutulur (örn. zirkonda Zr, Hf, kromitte Cr, rutilde Ti, vb.).

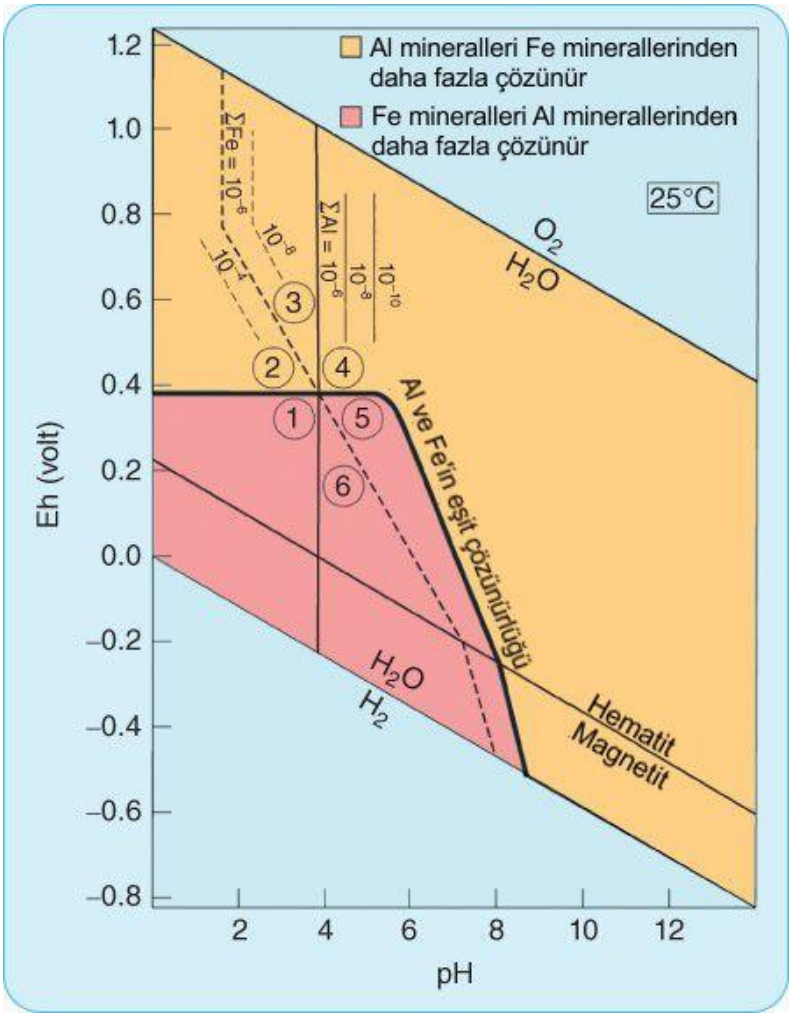
Lateritler, demirce zengin (ferrikritler) ve alüminyumca zengin (alkrit veya boksit) çeşitlere ayrılabilir. Ferrikritler Fe_2O_3 içeriğinin %20'ye kadar çıkabildiği üst zonda demirli bir kalıntıdır. Bunlar yağış miktarının yılda yaklaşık 1700 mm'den az olduğu, ancak ortalama sıcaklıkların yüksek olduğu belirli iklim koşulları altında oluşma eğilimindedirler (Tardy, 1992). Daha yüksek yağış koşulları altında ferrikrit çözünmesi eğilimi gösterir ve alüminyum hidroksit [gibsit, $Al(OH)_3$] birikimi gerçekleşir.

4.3.2 Boksit Cevheri Oluşumu

Gibsit/böhmit ve diaspor mineralleri şeklindeki boksit cevheri yirminci yüzyılın ikinci yarısında talebi önemli ölçüde artan alüminyum metalinin ana kaynağıdır. Bir lateritik profilin üst zonunda demir bakımından zengin bir kalıntının aksine, alümina bakımından zengin bir kalıntının birikmesi, daha yüksek yağış miktarının yanı sıra daha



Şekil 4.3 (a) Farklı horizonları ve bunların tanımlanmasında kullanılan terminolojiyi gösteren genelleştirilmiş bir lateritik regolit profili. (b) Lateritik regolitlerde element hareketliliğinin genelleştirilmiş modeli (Butt vd., 2000'den).



Şekil 4.4 Lateritlerin ve boksit cevherinin oluşumuyla ilgili koşulları gösteren Eh-pH diyagramı. Çözünürlük konturları mol/l cinsinden olup, çözeltinin gibsit ve hematit/götit ile denge halinde olduğu varsayılır (Norton, 1973'den).

düşük ortalama sıcaklıklar (ferrikritler için 28 °C yerine yaklaşık 22 °C) ve daha yüksek nem oranının bir sonucudur (Tardy, 1992). Laterit profillerinin üst kısımlarındaki gerçek alümina zenginleşmesi (en azından kısmen) Al ile karşılaştırıldığında nispeten yüksek Si hareketliliğinden kaynaklanır ve muhtemelen nötre yakın pH koşullarını yansıtır (4,5 ile 9 arasında; bkz. Şekil 4.2a). Bu durum, Al yerine Si'un yıkandığı feldispat ve kaolinit gibi minerallerin uyumsuz çözünmesine neden olur ve gibsit benzeri bir kalıntı üretir. Bu süreç basitleştirilmiş olarak şu şekilde tanımlanmıştır (Bland ve Rolls, 1998'den):

Feldispat – (Si kaybı) → kaolinit
– (Si kaybı) → gibsit [$Al(OH)_3$] (4.4)

Islak ve kuru döngüler yeraltı su seviyesinin dalgalanmasını ve dolayısıyla çözünmeyi ve kütle transferini teşvik ettiğinden, mevsimsel iklim değişiklikleri de boksit cevherlerinin oluşumu için oldukça önemlidir. Boksit profillerindeki değişimlerin yanı sıra, hidratlı

gibsitten nispeten susuz karşılığı olan böhmit veya diaspora [AlO(OH)] dönüşüm bu tür dalgalanmalardan kaynaklanır. Boksit cevherleşme bölgelerindeki mineralojik profiller oldukça değişken olabilir. Nemli, ekvatoral, laterit zonlarında gibsit ve götit gibi hidratlı mineraller baskın iken, mevsimsel olarak farklı iklimlerde cevherler nispeten susuz kalır ve böhmit-hematit toplulukları oluşur (Tardy, 1992).

Demirli mineraller cevherin saflığını bozduğundan, demirin yeniden dağıtılması ve Al ve Fe'in ayrılması boksit oluşumu için gereklidir. Yüksek kaliteli boksit cevherleri hem Fe hem de Si'un uzaklaştırıldığı ancak alüminyum oksidin tutulduğu durumlarda oluşurken, ferrikritler ve olağan lateritler farklı element yıkanma kombinasyonları ile karakterize edilirler. Eh ve pH'nin etkileşimi, Norton (1973) tarafından bazı ayrıntılarıyla tartışıldığı gibi, yüksek kaliteli boksit cevherlerinin oluşumu için kritik önemdedir. Norton modelinin temel özellikleri şekil 4.4'te bir Eh-pH grafiği üzerindeki gibidir. Si hidroliz yoluyla yıkanabilir [bkz. Denklem (4.1)] ve daha yüksek pH'de giderek daha fazla çözünür hale gelirken, Al en fazla ya çok düşük ya da yüksek pH'de çözünür (Şekil 4.2a). Fe düşük Eh ve pH'de ferröz demir olarak en hareketli durumdadır. Hem Fe hem de Al derişimlerinin oluştuğu lateritik ortamlarda yüksek kaliteli boksit oluşumunu sağlayan araçlar bu iki metalin ayrıldığı oldukça özel koşullardır. Şekil 4.4'teki Fe ve Al çözünürlük konturları Al ve Fe'nin eşit olarak çözünür olduğu bir eş-çözünürlük eğrisi çizilmesine izin verir. Bu eğrinin üzerinde yüksek Eh ve pH'de gibsit gibi Al bakımından zengin mineraller (ve Al tercihli olarak yıkandığı), bu eğrinin altında ise hematit veya götit gibi Fe minerallerinin (ve Fe'nin tercihen yıkandığı) daha fazla çözünmesi söz konusudur. Bu kısıtlamalar kullanılarak, laterit oluşumu ile ilgili birkaç durum tanımlanabilir. Şekil 4.4'teki 1 ve 2 numaralı alanları içeren Eh-pH alanı hem Fe hem de Al'un yıkanması ile karakterize edilen ve laterit oluşumuyla sonuçlanmayan fakat büyük olasılıkla Si ile zenginleşmiş podzol toprakları olacaktır. Alan 3 ve 4, Fe ve Al'un sınırlı çözünürlüğü ile karakterize edilir ve lateritler ve boksitler sadece ana kaya bileşiminin yüksek demir veya alüminyum içeriğine sahip olması durumunda oluşur. Alan 3'de Al'un topraktan tercihli yıkanması nedeniyle boksitlerin oluşması olası değildir fakat uzun bir süre boyunca ve doğru iklim koşulları verildiğinde bu koşullar altında yüksek Fe lateritleri oluşacaktır. 5. alanda oluşan yeraltı suyu çözeltileri Al'dan daha fazla Fe içerir ve bu ortamda lateritler oluşur. Boksit oluşumu için uygun koşullar yeraltı suyu çözeltilerinin Fe'yi uzaklaştırdığı 6. alanda sağlanır. Bu alanda Al hidrolizatları özellikle pH 5 ile 7 arasında kararlı olup gibsit çökelir. Bu model, ilgili yeraltı suyu çözeltilerinin hem önceki hem de sonraki Eh ve pH'sinin Al ve Fe'nin nispi hareketliliği ve dolayısıyla laterit ve boksit oluşumu sırasında ilgili minerallerin çözünmesi ve çökelmesi üzerinde önemli etkileri olacağını göstermektedir. Dengesizlik ve organik asitlerin element hareketliliğindeki rolü yukarıdaki genellemelerin bazılarını karmaşıklaştırabilir; bazen gerçek bozuşma profillerinde gözlenen değişkenliği açıklayabilir.

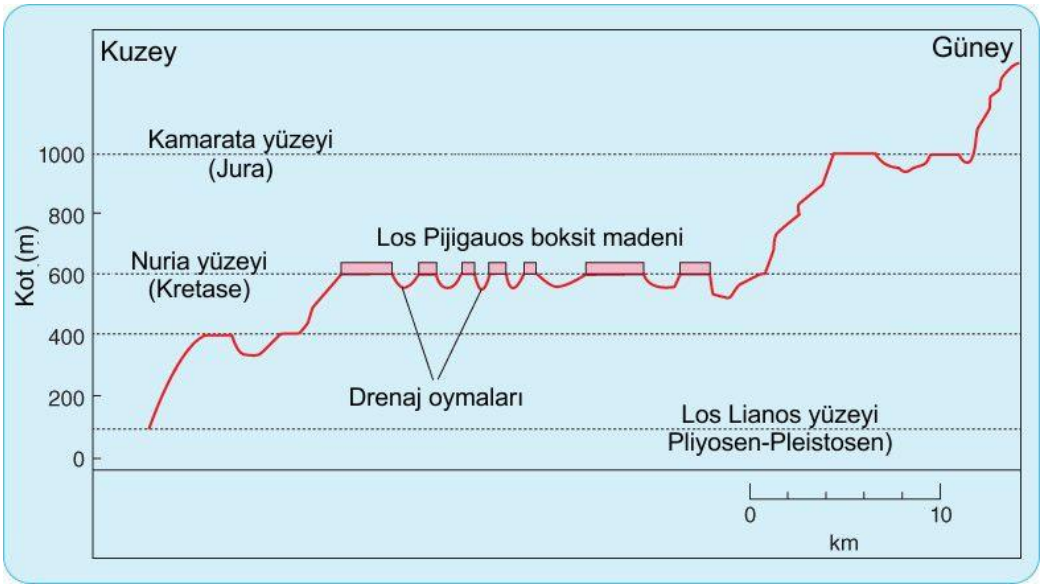
Jamaika'nın devasa boksit yatakları alüminyum cevherlerinin oluşumunda rol oynayan etken faktörlerin iyi bir örneğini temsil eder. Kalın bentonitik volkanik külün çökelleri, kireçtaşı ana kayası üzerinde birikmiş olup, boksit yataklarındaki kalıntı alüminanın nihai kaynağı olarak kabul edilir. Altta bulunan karstik kireçtaşından hızlı ve verimli drenaj ile volkanik cam ve diğer silikat minerallerinin desilikasyonu, gibsit ağırlıklı cevherlerin oluşumunda sorumlu olarak kabul edilir (Comer, 1974). Bunun aksine, Venezuela'daki lateritik boksitler yaklaşık 35 milyon yıl önce başlayan Guyana Kalkanı'nın uzun süreli yükselmesi ve erozyonu sırasında granitik bir ana kayanın yoğun bozuşmasıyla (Meyer vd., 2002) meydana gelmiştir (bkz. Kutu 4.1).

Kutu 4.1 Boksitik Lateritleşme: Los Pijiguaos Yatağı, Venezuela

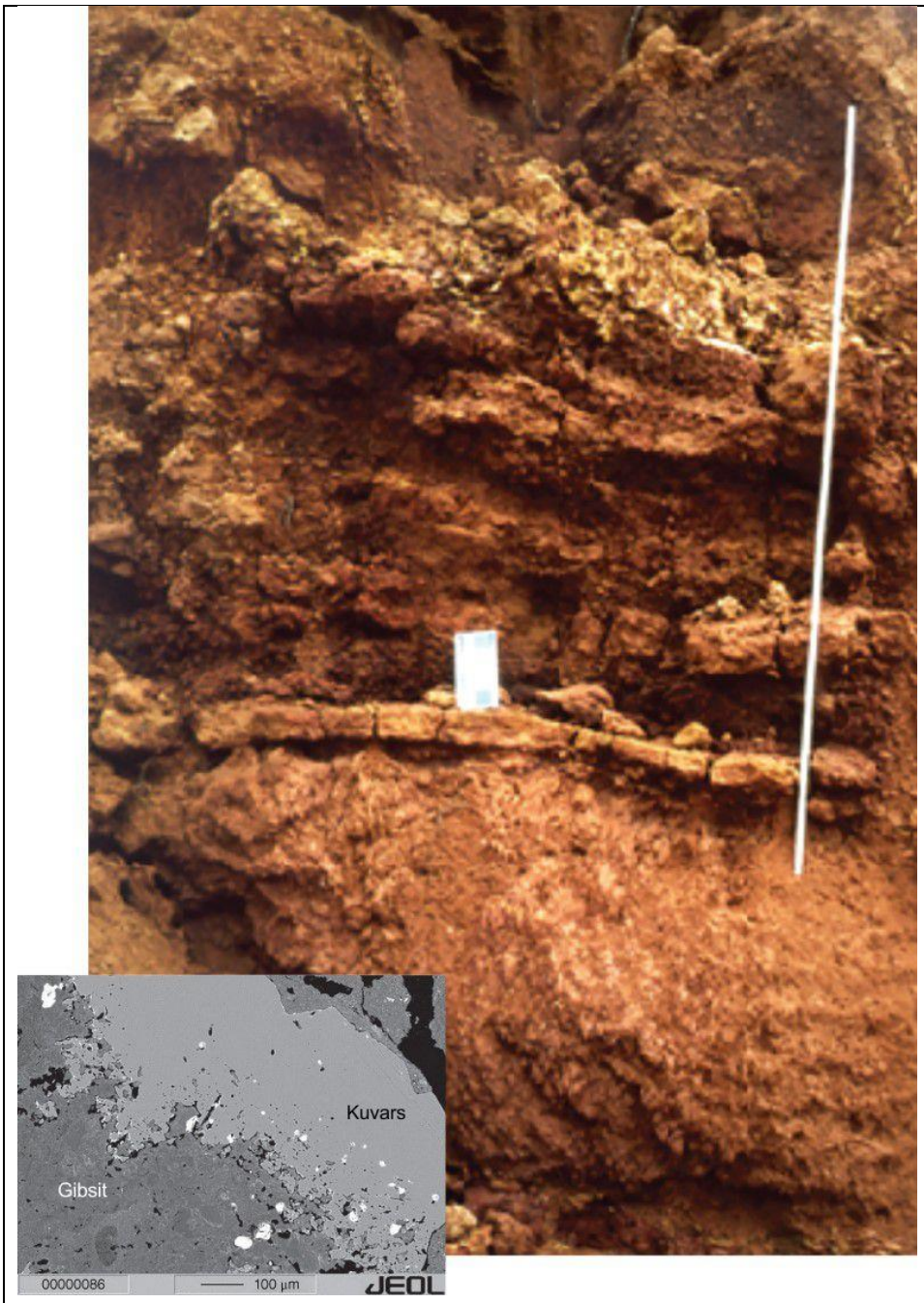
Alüminyumun ana kaynağı olan dünyadaki boksitin yaklaşık % 90'ı sıcak ve nemli iklimlere maruz kalan kıtasal aşınma yüzeylerinin yoğun bozuşmasıyla oluşan lateritlerden elde edilmektedir. Küresel boksit üretimi son yıllarda önemli ölçüde artmıştır. Şu anda yılda yaklaşık 125 milyon tondur (Meyer vd., 2002). Venezuela'daki Los Pijiguaos yatağı dünyanın en büyük boksit yataklarından biri olup, 6 milyar tona kadar çıkabilen toplam rezervden yıllık yaklaşık olarak 5 milyon ton üretim yapılmaktadır.

Los Pijiguaos boksit yatağı Mezoproterozoyik yaşlı, metalüminli Rapakivi tipi granitin (Parguaza graniti) Kretase-Paleojen zamanlarında yoğun aşınma ve bozuşmasıyla oluşan Nuria düzlüğünde yer alır (Şekil 4.1.1). Bu derin bozuşma olayı ekonomik boksit zenginleşmelerinin (ağırlıkça yaklaşık %50 Al_2O_3) ortalama 8 m kalınlığında işletilebilir bir zon oluşturduğu kalın lateritik toprak örtüsünün gelişmesine yol açmıştır. Tam laterit profili alacalı veya saprolitik bir tabaka ve ardından granitik ana kayanın altında kalan bir üst konkresyonlu zon (boksit) içerir. Boksit tabakası çeşitli konkresyonlu ve pizolit dokuları içeren dört bölgeye ayrılabilir (Şekil 4.1.2). Yatak, oluşumundan sonra yatağı kesen akarsu kanalları tarafından bloklara bölünmüştür (Şekil 4.1.1).

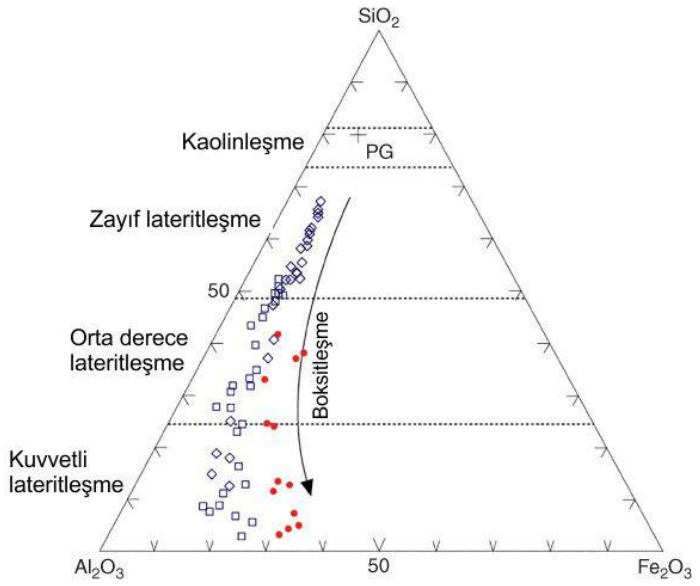
Los Pijiguaos'taki boksit esas olarak gibsit, daha az kuvars ve nadir kaolinitten oluşur. Boksit tabakasındaki orijinal granit dokuları hem feldispat hem de kuvarsın yerini büyük ölçüde gibsit ile değiştirerek neredeyse tamamen yok olmuştur (Şekil 4.1.2, çıkma resim). Artan lateritleşme derecesi kayadaki sistematik bileşim değişiklikleri ile belirgindir. Bu durum şekil 4.1.3'teki Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3 üçlü grafiğinde görülmektedir.



Şekil 4.1.1 Los Pijiguaos boksit yatağının şematik profili, geç Kretase dönemi düzleminin parçalanmış yüzeyinde laterit konsantrasyonunu gösterir (Meyer vd., 2002'den).



Şekil 4.1.2 Los Pijiguaos'taki tipik boksit cevherinin fotoğrafı (beyaz çubuk 1 m'dir). Üst kısım pekleşmemiş gibsit ve gevşek pizolitlerden oluşurken, alt kısımlar çimentolu ve yumruludur. Ek resim: Los Pijiguaos'tan boksit içinde kuvarsın gibsit tarafından ornatılmasını gösteren mikrofotoğraf (her iki fotoğraf da Michael Meyer'in izniyle kullanılmıştır).



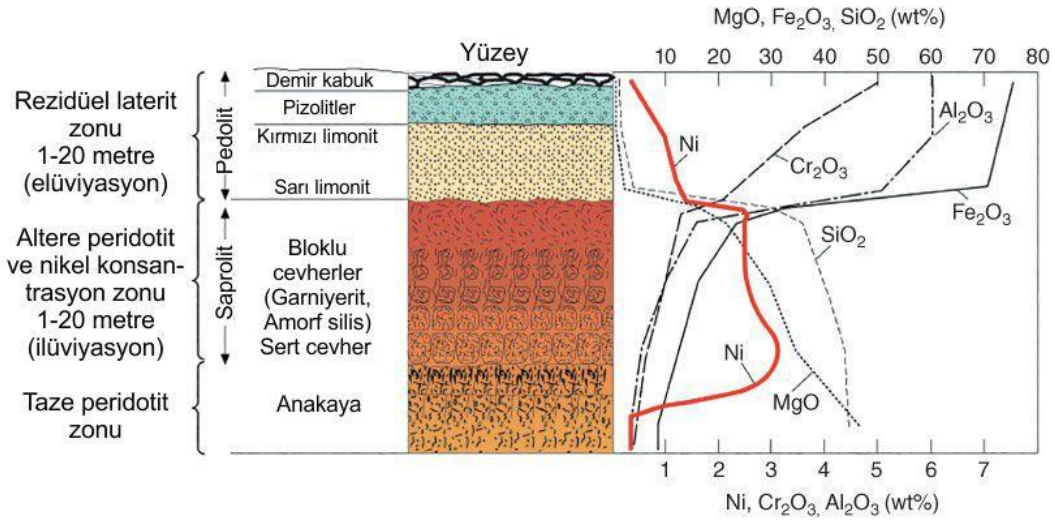
Şekil 4.1.3 Los Pijiguaos boksit cevherlerinde ilerleyen lateritleşme ile alüminyum içeriğindeki artışı gösteren üçlü Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3 grafiği. PG: Altere olmamış granitin bileşimidir (Meyer vd., 2002'den).

Buradaki lateritleşme süreci alümina içeriğindeki artışla karakterize edilir. Boksit cevherinde kuvars ve gibsit ters korelasyon sunarlar ve demir içerikleri nispeten sabit kalır; en yüksek oranda lateritleşmiş örneklerde Fe_2O_3'te bir artış vardır. Los Pijiguaos'taki boksit Parguaza granitinin silikatsızlaşması, hidrasyonu ve kalıntı Al_2O_3 derişiminin bir ürünü olup, yaklaşık %60'lık bir kütle kaybı içermektedir (Meyer vd., 2002). Bu süreçler alüminyumun düşük sıcaklıkta çözündürme ile çıkarılabildiği yüksek dereceli ve yüksek saflıkta gibsitik cevher üretir ve bu da Los Pijiguaos'u dünyadaki ticari olarak en karlı boksit yataklarından biri yapar.

4.3.3 Nikel Lateritleri

Başlangıçta bol miktarda olivin ve ortopiroksen içeren serpantinleşmiş ultramafik kayalar üzerinde gelişen ve dolayısıyla yüksek (%0,1-0,3 kadar; Şekil 4.5 ve Bölüm 2) Ni içeren lateritlerde yaygın olarak orijinal konsantrasyona kıyasla 10 katına kadar Ni silikat veya oksit derişimleri gelişir. Bu tür cevherleşmeler magmatik sülfit cevherleri ile karşılaştığında nispeten kolay işletilmesi ve ayrıca maden çıkarma metalürjik işlemlerindeki gelişmeler göz önüne alındığında, Ni lateritleri yaygın olarak kullanılmakta ve küresel nikel arzının %60'ını oluşturmaktadır (Butt ve Cluzel, 2013). Bu cevherleşmelerin oluşum prensipleri nispeten basittir. Bu süreçler başlıca Ni'in en üst lateritik kalıntıdan elüviyasyonunu ve Ni'in götit veya nikelli talk, serpantin, klorit veya kil (smektit) mineralleri üzerine adsorbe edilirken alttaki saprolitik ilüvyonda yoğunlaşmasını kapsar (Şekil 4.5).

Ni'in kaynağı olan birincil olivin ve ortopiroksen mineralleri başlangıçta bindirilmiş bir ofiyolit kompleksinin parçası olabilecek bir ultramafik kayanın (Güney Pasifik'teki Yeni Kaledonya yatakları veya Küba'daki Moa Körfezi yatakları gibi; Aiglsperger, 2015) veya katmanlı bir mafik intrüzyonun (Brezilya'daki Niquelandia'da olduğu gibi) ana bileşenlerini oluştururlar. Bu mineraller çoğu durumda lateritleşmeden önce deniz suyu ile etkileşim yoluyla veya düşük dereceli metamorfizma ve alterasyon sırasında serpantinleşir. Olivinin



Şekil 4.5 Yeni Kaledonya yataklarına özgü lateritik regolitin tanımlayıcı profili ve Ni dağılımı. Kimyasal profil Si, Mg ve Ni'in yıkandığı demirli/alüminöz kalıntı bölgeyi, ilüvyonun Ni konsantrasyonu ile sonuçlandığı saprolitten ayırmaktadır (Troly vd., 1979; Guilbert ve Park, 1986'dan).

alterasyonu amorf silis, serpantin, talk ve götitin hidrasyonu yoluyla gerçekleşir. Serpantin orijinal olivin kadar veya daha fazla Ni içerir. Çoğu nikel lateritleri halihazırda büyük ölçüde serpantinite dönüşmüş ana kaya üzerinde oluşurlar (Golightly, 1981). Lateritik regolitlerde yeraltı suları derinlikle birlikte giderek daha az asidik hale gelir (pH aşağı doğru yaklaşık 5'ten 8,5'e yükselir; Golightly, 1981) ve çözeltideki ana anyon bikarbonattır. Lateritleşme, olivinin smektit kil (saponit–nontronit) ve götite ayrıştığı aşağıdaki reaksiyonda (Golightly 1981) görüldüğü üzere, uygun tropikal veya subtropikal iklim koşullarında, killerin ve Fe ile Al-oksit/oksihidroksit minerallerinin oluşumuyla devam eder:

$$\underset{\text{olivin}}{4(Fe_2,Mg_2)SiO_4} + 8H^+ + 4O_2 \leftrightarrow \underset{\text{smektit}}{(Fe_2,Mg_3)Si_4O_{10}(OH)2} + \underset{\text{götit}}{6FeO(OH)} + 5Mg^{+2} \quad (4.5)$$

Regolitte smektit ve ayrıca serpantin ve talk bulunduğunda Ni'in daha fazla zenginleşmesi büyük ölçüde, esas olarak Mg^{+2} ile katyon değişimiyle gerçekleşir. Bu da kerolit (Ni-talk), nepoit (Ni-serpantin) ve pimelit (Ni-smektit) gibi çeşitli sıra dışı Ni'ce zengin kil ve fillosilikat minerallerinin oluşumuyla sonuçlanır. Serpantinden nepoitin oluşumunu gösteren bu tür bir iyon değişim reaksiyonunun bir örneği aşağıda Denklem (4.6)'da verilmiştir (Golightly, 1981'den):

$$\underset{\text{serpantin}}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4} + 3Ni^{+2}(aq) \leftrightarrow \underset{\text{Nepoit}}{Ni_3Si_2O_5(OH)_4} + 3Mg^{+2}(aq) \quad (4.6)$$

Ni laterit cevherleri mineralojik olarak oksit cevheri, sulu Mg-silikat cevheri ve kil silikat cevheri olmak üzere üç sınıfa ayrılabilir (Butt ve Cluzel, 2013). Oksit cevheri daha önce Bölüm 3'te tartışıldığı ve şekil 3.16b'de gösterildiği gibi, Ni'in götit üzerine adsorpsiyonla muhtemelen nötür ila hafif alkali pH'de kalıntı olarak yoğunlaştığı

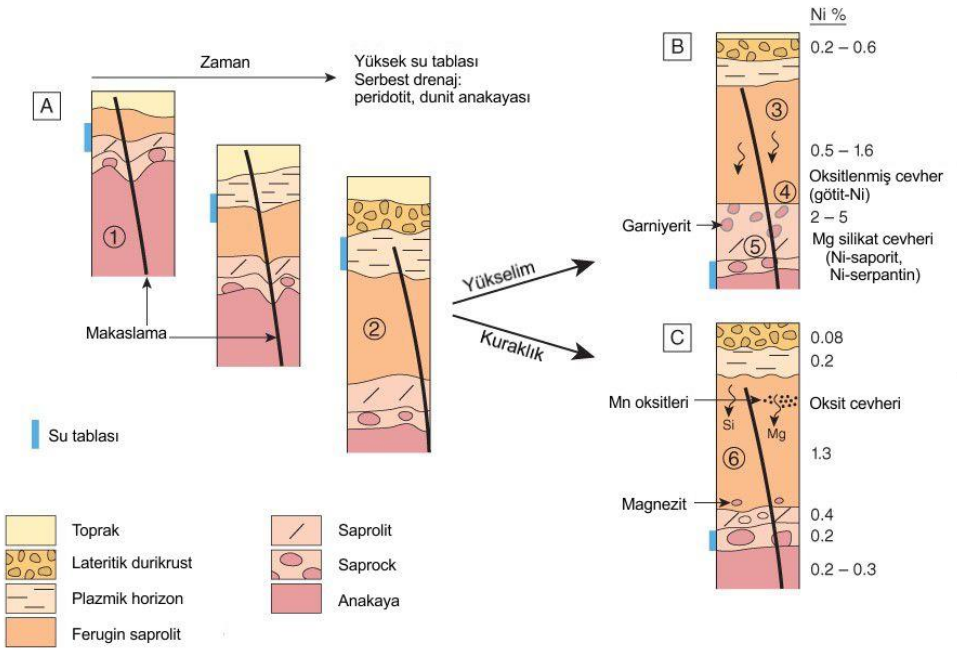
lateritleşmenin nispeten erken bir aşamasında oluşur. Oksit cevherleri Ni'in yanı sıra Co açısından zenginleşmiş Mn-oksit mineralleri de içerebilir. Daha ileri düzeyde bir lateritleşme Ni lizardit veya nepoit (bir serpantin), nimit (bir klorit) ve kerolit (bir talk) gibi genel olarak yüksek oranda nikel içeren yeni sulu silikat minerallerinin oluşumuyla sonuçlanır. Genellikle düşük engebeli alanlarda bulunan üçüncü bir cevher türü (Butt ve Cluzel, 2013) Ni smektitlerinin (nontronit ve saponit) serpantinleşmiş peridotite göre tercihen geliştiği zaman oluşur. Ni laterit yataklarının gelişen bir bozuşma ve erozyon rejiminin bir fonksiyonu olarak oluşumu şekil 4.6'da sunulmuştur (Butt ve Cluzel, 2013'ten). Bozuşma oranlarının erozyon oranlarından daha yüksek olduğu nemli, sıcak, subtropikal iklimler olivin veya serpantinleşmiş olivinin parçalanması sırasında Ni'in götit veya smektit üzerine adsorpsiyon yoluyla lateritik profilde tutulduğu bir ortam meydana getirirken, Mg ve Si yıkanır (Şekil 4.6a). Ni zenginleşmesi aktif neo-çökelme yerine kalıntı konsantrasyona bağlı olup, oksit ve kil içeren cevherlerdeki Ni tenörleri tipik olarak düşüktür. Yükselim ve akarsu drenajının daha aktif olduğu yığışma ortamlarında erken oluşmuş götit veya smektitler üzerine adsorbe edilmiş Ni yıkanabilir ve yeni Ni'ce zengin serpantin, talk ve klorit fazları oluşturmak üzere lateritik profilde daha düşük seviyelerde yeniden zenginleşebilir (Şekil 4.6b, c). Bu çok aşamalı evrim genellikle yükselmiş ve aşınmış platolarda oluşan ve daha sonra bir durikraftın altında kuraklıkla korunan yüksek tenörlü yataklarla sonuçlanır.

Lateritik ortamlarda bulunan Ni-fillosilikat cevher minerallerine on dokuzuncu yüzyılda Yeni Kaledonya'nın devasa Ni laterit cevherlerini keşfeden Jules Garnier'e atfen toplu olarak "garniyerit" denilmiştir. Dünyanın birçok yerinde ultramafik kökenli lateritik regolitte büyük miktarda Ni cevheri bulunmaktadır. En kalın laterit ve en zengin garniyerit zenginleşmeleri yeraltı suyu dolaşımı ve akışkan-kaya etkileşiminin en fazla olduğu, yakın aralıklı eklem ve çatlaklara sahip ana kayalarda görülme eğilimindedir. En iyi Ni laterit yoğunlaşmaları da topografik kontrollü olup, bir tepenin altında veya bir platonun veya terasın kenarında bulunur (Golightly, 1981).

4.3.4 Lateritlerde Altın

Dünya genelinde Brezilya, Batı Afrika ve Batı Avustralya gibi bölgelerde laterit ayrışma zonlarının üst toprak seviyesinde altın bulunduğu iyi bilinmektedir (Wilson, 1984; Nahon vd., 1992). Bu altınlar büyük, yuvarlak külçe benzeri parçacıklardan ve çatlak ve eklemlerdeki altın dendritlerden, gözenek boşluklarındaki küçük kristallere kadar pek çok biçimde oluşur. Örneğin, Batı Avustralya'daki Yilgarn Craton'da lateritik profillerden metal detektörü ile altın çıkarma yaygın bir faaliyettir ve zaman zaman 1 kg'dan ağır muhteşem külçeler bulunmuştur. Bu ortamlardaki altının birincil kaynağı gümüş bakımından zengindir (genellikle %5-10 Ag içeren bir Au-Ag alaşımı ve ayrıca minör Hg ve diğer safsızlıklar); ancak lateritik profillerde yoğunlaşan altın kimyasal olarak saflaşmıştır. Bu durum, meteorik sıvıların bozuşma zonundan geçerken Au ve Ag'ün farklı mobilizasyonunu ve birbirinden ayrılmasını gösterir (Şekil 4.7).

Au ve Ag'ün önemli ölçüde hareketliliği sadece belirli koşullar altında yüzeye yakın ortamlarda mümkündür. Lateritik ortamlarda yüzeye yakın yeraltı sularının ölçümleri, sulu çözeltilerin nispeten asidik (pH < 5), oksitleyici olduğunu ve Batı Avustralya'da yağışlar üzerindeki deniz etkisi nedeniyle düşük ila orta tuzluluk oranlarına sahip olduğunu göstermektedir (Mann, 1984). Derinlik arttıkça demir(III)/demir(II) oranı azaldığından yeraltı suyunun pH'si de artma eğiliminde olup, ve sıvılar daha indirgen hale gelir (Şekil 4.8). Yukarıda alt bölüm 4.3.1'de açıklandığı gibi, lateritleşme süreci esasen hidrolizle kontrol edilir. Çünkü, yeraltı suları regolit ile tepkimeye girer ve demir oksitlenir. İki reaksiyon sürecin doğasını yansıtır ve yeraltı sularının neden lateritik profillerde yukarı doğru daha asidik



① $(Fe,Mg)_2SiO_4 + 2H_2O + H^+ \rightarrow 2FeOOH + 2H_4SiO_4(aq) + 2Mg^{2+}$
olivin — götit — silisik asit

② $2(Fe,Mg)_3Si_2O_5(OH)_4 + 3H_2O \rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 6FeOOH + 3Mg^{2+} + 3H^+$
serpantin — saporit

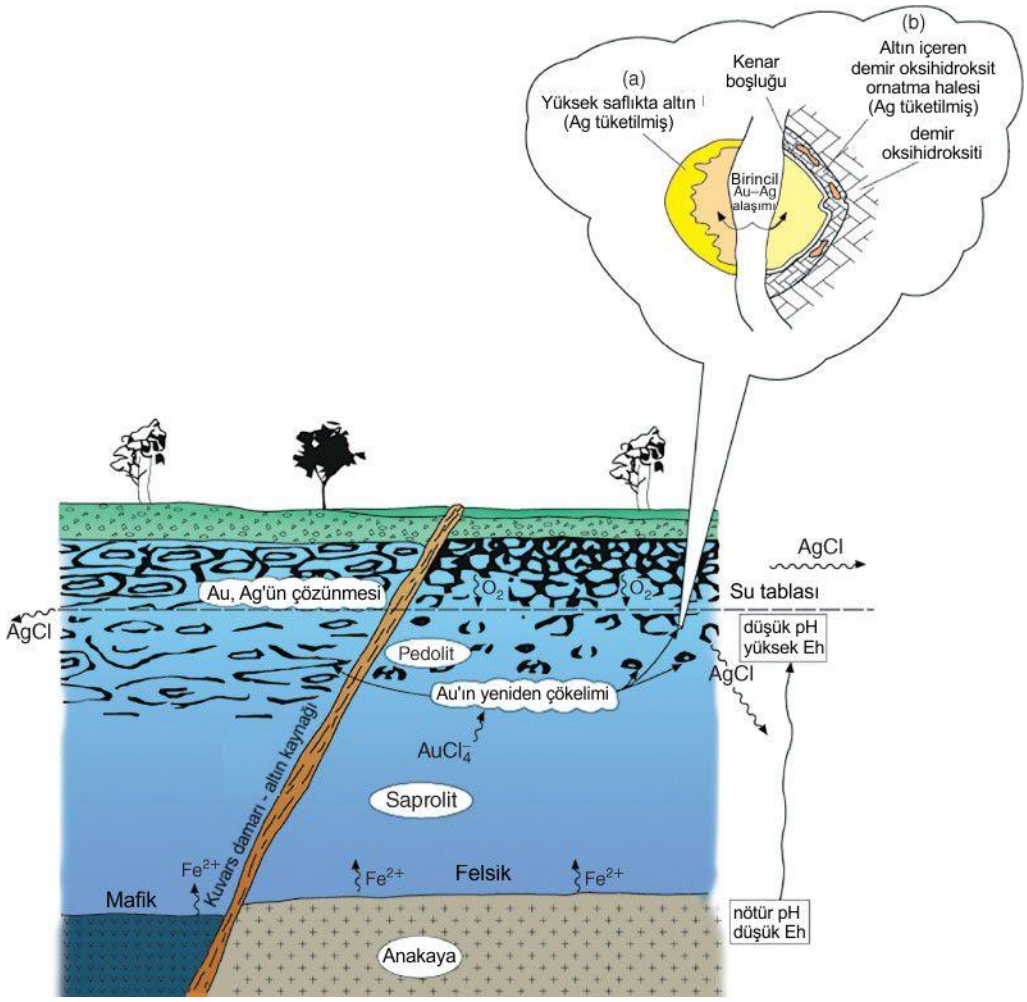
③ $FeOOH,(Ni)(OH)_2^- + 2H^+ \rightarrow FeOOH + Ni^{2+} + 2H_2O$
götit, adsorbe Ni

④ $Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + Ni^{2+} \rightarrow (Mg,Ni)_3Si_2O_5(OH)_4 + Mg^{2+}$
lizardit — Ni serpantin/nepoit

⑤ $4Mg_2SiO_4 + Ni^{2+} + 10H^+ \rightarrow Mg_2NiSi_4O_{10}(OH)_2 + 2Mg^{2+} + 4H_2O$
forsterit — Ni-saporit

⑥ $(Mg,Fe)_3Si_2O_5(OH)_4 + 3H^+ \rightarrow FeOOH + 2SiO_2 + 3Mg^{2+} + 2Fe^{2+} + 3H_2O$
serpantin — götit

Şekil 4.6 Ni laterit yataklarının evrimine dair bir model. (a) Düşük engebe ve tektonik duraylılık ile tanımlanan iklimsel olarak uygun bir ortamda genel bir laterit profilinin gelişimi. Ni götit ve smektitik killerde kalıntı olarak zenginleşir (eşitlik 1 ve 2'ye göre). (b) Tektonik yükselme ve lateritik Ni'in aşağıya doğru süzülmesinin ardından, profilin daha alt kısımlarında yeni oluşmuş "garniyerit" minerallerinin birikmesiyle birlikte sulu Mg silikat türü cevherleşme oluşumu. (c) Si'un (opalesan kuvars olarak) ve MnO minerallerinin (bu minerallerde Co ve Ni derişimleri meydana gelebilir) çökelmesi sonucunda daha kuru iklim koşullarının başlaması (Butt ve Cluzel, 2013'den).



Şekil 4.7 Genel bir lateritik profilde altının ve gümüşün yeniden dağılımının niteliği ve özellikleri. Ek diyagram birincil Au-Ag alaşım partikülünün lateritleşme sırasında parçalanabildiği ve gümüşün tercihen uzaklaştırılabildiği iki mekanizmayı göstermektedir (Mann, 1984; Nahon vd., 1992'den).

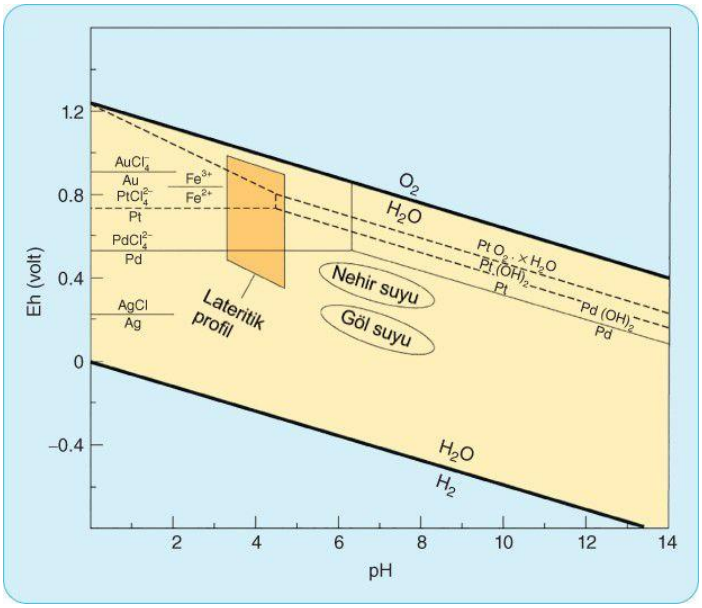
hale geldiğini gösterir. Reaksiyon (4.7) ana kayaya yakın bozuşma bölgesinin alt kısımlarında pirit gibi sülfit fazlarının hidroliz yoluyla ilk parçalanmasını ve hidrojen iyonlarının üretimini açıklar:

$$2FeS_2 + 2H_2O + 7O_2 \leftrightarrow 2Fe^{+2} + 4SO_4^{-2} + 4H^+ \quad (4.7)$$

Reaksiyon (4.8) daha fazla hidrojen iyonu üretimi ile ferrik demirli (ferruginöz) pedolitte götit oluşturmak için su tablasının yakınındaki ferröz demirin oksidasyonunu gösterir (Mann, 1984):

$$2Fe^{+2} + 3H_2O + O_2 \leftrightarrow 2FeOOH + 4H^+ \quad (4.8)$$

Bu reaksiyonlar lateritleşme sırasında aktif olan bazı prosesleri gösterir ve bu tür ortamlarda yeraltı sularının neden asidik olma ihtimalinin olduğunu açıklar. Felsik kayalar üzerinde oluşan lateritler mafik kayalar üzerinde oluşanlardan daha asidik olma



Şekil 4.8 Göl ve nehir sularıyla ilişkili lateritik profilin özelliklerini gösteren Eh-pH diyagramı. Ayrıca çeşitli metallerin çözünürlüğünü kontrol eden Eh aralığını veren, klorür kompleksleri olarak Au, Ag, Pt ve Pd'nin redoks potansiyelleri ve kararlılıkları görülmektedir (Fuchs ve Rose, 1974; Mann, 1984; Bowles, 1986 verilerinden derlenmiştir).

eğilimindedir. Bunun nedeni, mafik kayaların alterasyon sırasında oluşan bikarbonat iyonları tarafından dengelenmiş pH'ye sahip olmalarıdır (Mann, 1984).

Deneysel çalışmalar (Cloke ve Kelly, 1964; Mann, 1984) düşük pH ve yüksek Eh' koşullarında ve Cl^- iyonlarının varlığında yüzeysel ortamdaki altının bir $AuCl_4^-$ kompleksi şeklinde çözeltiye girebileceğini göstermektedir (Şekil 4.8). Bununla birlikte, önemli miktarda Au çözünmesi sadece Fe^{+2}'nin serbest oksijen varlığında tamamen oksitlendiği durumda nispeten yüksek Eh'de meydana gelir. Buna karşılık gümüş, AgCl (en kararlı) ve $AgCl_2^-$ veya $AgCl_3^-$ (Şekil 4.8) dâhil olmak üzere, çeşitli kompleksler olarak daha kolay ve daha indirgen koşullar altında çözeltiye girecektir. Buna göre, yüzeysel ortamdaki Au-Ag alaşımı partiküllerinin daha geniş bir koşul aralığında gümüşün yıkanma olasılığı daha yüksektir.

Lateritlerde altın zenginleşmesi için bir model şekil 4.7'de sunulmuştur. Bu model, altın ve gümüş klorür türleşmesi örneğiyle ve ayrıca şekil 4.8'deki gibi bir lateritik profilin olası Eh–pH koşulları açısından aşağıda tartışılacaktır.

Şekil 4.8'de gösterilen bu kısıtlamalar kullanarak, su tablasının üzerindeki yüzeye yakın regolitinde birincil Au-Ag alaşım partiküllerinin bu ortamda hakim olan herhangi bir asidik, oksijenli ve orta derecede tuzlu yeraltı sularında çözüneceği açıktır. Mann (1984) parçacığın bozuşmasını ve Au ve Ag'ün çözünmesinin aslında alaşımın bir demir oksihidroksit fazıyla (götit gibi) yer değişmesiyle gerçekleştiğini göstermiştir. Bununla birlikte, götitin kendisinin yüksek saflıkta küçük altın parçacıkları içerdiği görülebilir (Şekil 4.7 ek b). Bu durum altının götit formları olarak hızla yeniden çökeltildiğini, gümüşün ise çözelti içinde kalarak uzaklaştığını düşündürmektedir. Bu durum, yüksek altın çözünürlüğünün sadece yüksek Eh'de muhafaza edilmesi ve metalin, aşağıdaki reaksiyonla açıklandığı gibi, hafif indirgen koşullar altında Eh'de sadece hafif bir düşüşle çökeleceği gerçeğiyle açıklanmaktadır:

$$AgCl_4^- + 3Fe^{+2} + 6H_2O \leftrightarrow Au + 3FeOOH + 4Cl^- + 9H^+ \quad (4.9)$$

Buna göre, akışkanın Fe^{+2} ve Mn^{+2} içeriklerinin profilde ve su tablasının altında artan derinlikle daha indirgen bir regolit ile etkileşimi ile $AgCl_4^-$'ün çözünürlüğünde bir azalma olur ve altının çökelmesi artar. Bu nedenle, redoks reaksiyonları bu ortamda altının çökelmesini kontrol eder ve götit ve manganit [MnO(OH)] gibi minerallerle ilişkisini açıklar. Şekil 4.7'de altının çökeldiği aynı koşullar altında, gümüşün AgCl olarak çözelti içinde kaldığı ve altın çökelme yerinden uzağa taşınacağı açıktır.

Bir demir veya manganez oksihidroksit ile yakından ilişkili olmayan birincil Au-Ag alaşım parçacıkları, kenarlarında gümüşte tercihli bir tükenme ve daha yüksek saflıkta altın haleler oluşturma eğilimindedir (Şekil 4.7 ek a). Bu özellikler ya parçacığın dış kenarlarından gümüş difüzyonunun ya da tüm alaşımın tamamen çözülmesinin ve altının yerinde yeniden çökeltilmesinin bir ürünüdür. Klorür iyonu ligandlarının altın ve gümüş çözünmesini destekleme etkisinin, Batı Avustralya gibi kurak iklimlerde hâlihazırda meydana gelen lateritler için özellikle uygun olduğu da belirtilmelidir. Yağışların bol olduğu tropikal bölgelerde klorür iyonu etkinliği seyrelme ile azalır ve organik hümik ve fulvik asitler gibi diğer bileşikler altın çözünmesinde daha önemli bir rol oynayabilir (Nahon vd., 1992).

Son olarak, mikroorganizmaların bozuşma ortamda Cu, Fe ve U gibi diğer metallerin yanı sıra altın konsantrasyonunda da önemli bir rol oynayabileceği unutulmamalıdır (Sillitoe vd., 1996; Southam ve Saunders, 2005; Brugger vd., 2013; Zammit vd., 2015). İkincil altın lateritlerde veya plaser altın yataklarının oluştuğu diğer ortamlarda bulunan külçeler şeklinde, bazen bakterilerin boyutu ve şekli ile tutarlı küresel nano-morfolojilerle karakterize edilir (Watterson, 1991). Southam ve Beveridge (1994) toprakta yaygın bir bakteri olan *Bacillus subtilis*'in, hücre duvarı boyunca difüzyon ve sitoplazma içinde çökelme yoluyla altın biriktirebildiğini deneysel olarak göstermiştir. Altının bir organo-altın kompleksi şeklinde içsel olarak kararlı hale getirildiği ve daha sonra belirli bir konsantrasyona ulaşıldığında kolloidal formda çökeltildiği öne sürülmektedir. Bu tür altınla zenginleşmiş mikroorganizmaları içeren çökellerin sonraki diyajenezleri külçe benzeri şekiller oluşturmak için altının yeniden kristalleşmesi ve birleşmesiyle sonuçlanacaktır.

4.3.5 Lateritlerde Platin Grubu Elementleri (PGE) Zenginleşmesi Hakkında Bir Not

Lateritlerdeki altına ek olarak PGE'lerin bozuşma profillerinde de yoğunlaşabileceği artık yaygın olarak kabul edilmektedir. Örneğin, Sierra Leone'deki lateritlerin PGE yatakları içerdiği bilinmektedir (Bowles, 1986). Bu değerli metallerin önemli konsantrasyonları Montana ve Quebec'teki Stillwater Kompleksi üzerinde olduğu gibi lateritik olmayan topraklarda da bulunur (Fuchs ve Rose, 1974; Wood ve Vlassopoulos, 1990). Bozuşma bölgesinde PGE mobilizasyonunun kanıtı, pedolitte iyi gelişmiş kristalen Pt-Fe veya Os-Ir-Ru alaşımlarının ve bazı durumlarda bileşimsel olarak farklı ve genellikle kaynak kayada olanlardan daha büyük PGE-sülfit minerallerinin varlığıdır (Bowles 1986). PGE konsantrasyonları içeren lateritlerde Pt ve Pd çözünürlüğüne etki eden mekanizmaların Au ve Ag'yi etkileyenlere benzer olduğu ve bu değerli metallerin asidik, oksitlenmiş ortamlarda klorür kompleksleri olarak çözelti haline geldiği düşünülmektedir (Bowles, 1986). Şekil 4.8'de $PdCl_4^{-2}$'nin daha geniş bir Eh ve pH aralığında $PtCl_4^{-2}$'den daha duraylı olduğu görülmektedir. Bu özellik paladyumun yeraltı sularında platinden daha kolay çözündüğü ve yoğunlaştığı gözlemleriyle tutarlıdır (Wood ve Vlassopoulos, 1990). Altın ve gümüş de olduğu gibi, platin ve paladyum da bozuşma ortamında Pd çözeltiye gidecek şekilde ve Pt de toprakta ve tortuda yoğunlaşacak şekilde birbirinden ayrılma eğilimindedirler. Benzer şekilde, redoks reaksiyonları bu ortamda, Au'da olduğu gibi, Eh indirgendiğinde Pt'nin Pd'den önce çökelmesiyle, PGE çökelimini kontrol eder. Yeraltı sularının nötürden alkaliye yakın ve

daha indirgeyici olduğu lateritik olmayan ortamlarda PGE klorür kompleksleri olarak değil, daha çok nötür hidroksit kompleksleri ($PdOH_2$ ve $PtOH_2$) olarak taşınacaktır. Pt ve Pd'un birbirinden ayrılması lateritik olmayan bozuşma profillerinde halen devam etmekle birlikte, Pd'un çözelti içinde dağıldığı halde, Pt'in Au ile birlikte daha az kolay hareket ettiği ve belki de koloidal parçacıklar olarak yoğunlaştığı öne sürülmektedir (Wood ve Vlassopoulos, 1990). Son olarak, başta hümik asit olmak üzere, bozuşma bölgelerinde PGE ile organik asitler arasında bir etkileşimi işaret eden kanıtlar olduğuna dikkat edilmelidir (Wood, 1990; Bowles vd., 1994). Pt ve Pd hümik asit içeren doğal çözeltilerde makul ölçüde çözünürler ise de ilgili kompleksin tam doğası bilinmemektedir. Humatın ayrıca koloidal süspansiyonlar olarak PGE taşınmasını desteklediği düşünülürken, katı organik döküntüler de değerli metallerin çökelmesinden sorumlu olabilir.

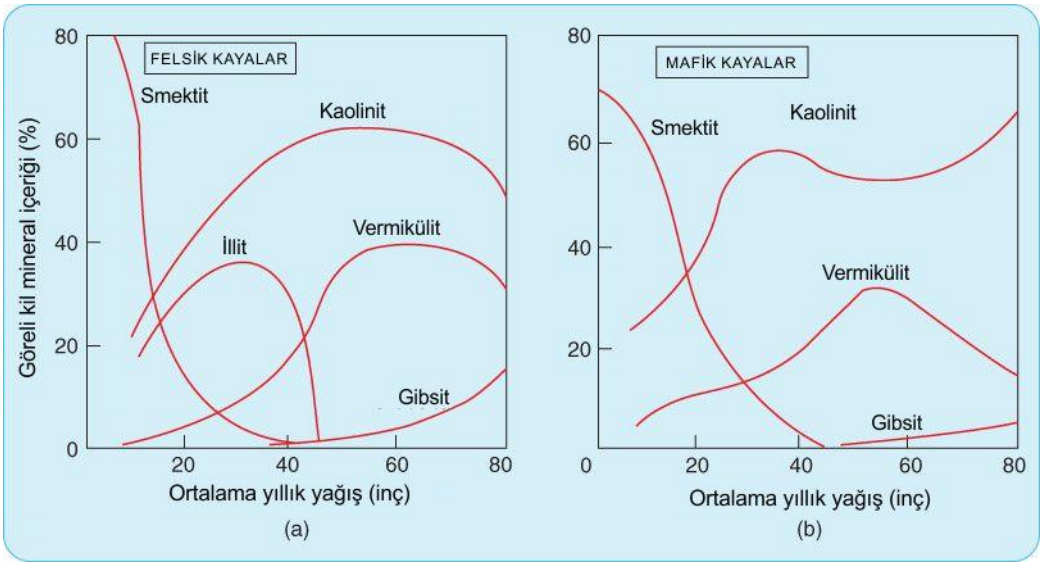
Benzer kimyasal ve genel özelliklerine rağmen, Au ve PGE yüzeysel ortamdaki hareketlilikleri açısından farklılık gösterirler. Bu da kısmen mikrobiyolojik süreçlere atfedilen bir özelliktir (Brugger vd., 2013). Bununla birlikte, Au ve PGE'nin her ikisinin de derinlemesine bozuşmuş bir lateritik profil içinde yoğunlaştığı muhteşem bir örnek, Brezilya'nın Carajás maden bölgesindeki Serra Pelada yatağıdır. Bu maden yatağı, içinde zengin ve kolayca çıkarılabilen lateritlerin yer aldığı cevherden yararlanan zanaatkar madenciler tarafından keşfedilmiş ve kullanılmıştır. Ortalama tenörlerin yaklaşık 15 g/ton Au, 4 g/ton Pd ve 2 g/ton Pt olduğu binmektedir. Birincil cevher gövdesinin Carajás eyaletin yakınlarında bulunan diğer Fe oksit-Cu-Au yataklarına benzediği düşünülmektedir (Olympic Dam yatağı gibi; bkz. Kutu 3.1, Bölüm 3) (Grainger vd., 2002). Bozuşma kaolinit, manganez oksitler ve Fe oksitler/oksihidroksitlerin hakim olduğu bir lateritik profille sonuçlanmıştır. Amorf karbon ilksel olarak karbonlu silttaşının bozuşma kalıntısı olarak oluşmuştur Cevher bileşenlerinin çoğu, baz metal Mn oksitlerinde ve Au-Pt-Pd ise amorf karbon ve Fe-Mn oksit/oksihidratları ile birlikte bulunacak şekilde, lateritleşme sırasında geniş kapsamlı biçimde yeniden hareketlenir (Grainger et al. 2002). Ayrıca, cevherin bir kısmı Au ve PGE alaşımlarının külçeleri halinde bulunur. Bunların bir kısmının 6 kg'ı aştığı belirtilmiştir.

4.4 Kil Yatakları

Kil mineralleri, hacimsel bozuşmanın en yaygın olan ürünü olup ya bulundukları yerde oluşurlar ya da bir çökelme alanına taşınırlar. Aynı zamanda ekonomik olarak da önemlidirler ve kâğıt, seramik, filtrasyon ve yağlayıcılar gibi çeşitli endüstriyel uygulamalarda kullanılırlar. Bozuşma sırasında oluşan kil mineralleri hem kaynak malzemenin doğasını hem de bozuşma koşullarını yansıtır. Bununla birlikte, benzer kil mineral toplulukları nihayetinde hem felsik hem de mafik kayaçlardan türemiştir (Şekil 4.9). Özellikle sıcaklık ve yağış ile yerel Eh-pH koşulları kil oluşum süreçlerinin doğasını ve oranlarını belirler. Burada ele alınan daha önemli kil minerallerinden bazıları kaolinit, illit ve smektit grubunu (montmorillonit dâhil) içerir. Kaolinit, feldispat içeren kayaçların asit hidrolizi ile nemli koşullar altında (örneğin lateritlerde) oluşurken, illit feldispatların ve mikaların bozuşmasıyla daha alkali koşullar altında oluşur. Smektit killeri alkali koşullarda genellikle asitlik düzeyi ortaçtan baziğe doğru olan kayaların bozuşmasıyla oluşur. Su aldığında yüksek oranda genleşebilir, kristal içi su katmanları ve değiştirilebilir katyonlar içerir. Kil minerallerinin sadece bozuşma şartlarına maruz kalma süreçlerinin sonucu olmadığı, aynı zamanda düşük sıcaklıkta hidrotermal değişimin ürünleri olarak da oluşabileceği unutulmamalıdır (bkz. Bölüm 3).

Kil oluşumu asit hidrolizi ile kimyasal bozuşma sırasında başlar (bkz. Alt Bölüm 4.2.2 ve Şekil 4.10). Süreci açıklayan tipik bir reaksiyon aşağıda verilmiştir:

$$\underset{\text{(plajiyoklas)}}{(Ca,Na)Al_2Si_2O_8} + 2H^+ + H_2O \leftrightarrow \underset{\text{(kaolinit)}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + Na^+ + Ca^{+2} \qquad (4.10)$$



Şekil 4.9 Yağışın (a) felsik ve (b) mafik kayaçlarda kil mineral oluşumuna etkisi (Barshad, 1966'dan).

Yukarıdaki reaksiyonda plajiyoklaz bozuşma sırasında Na ve Ca iyonlarının çözeltiye bırakılmasıyla parçalanarak kaolinit oluşur. Asıl bozuşma mekanizmaları şüphesiz daha karmaşıktır ve kil oluşumu sırasında birkaç kademeli aşamayı içerebilir. K-feldispatın asit hidrolizi ile bozuşması ve parçalanması sırasında yer alan çeşitli aşamaları gösteren şematik diyagram şekil 4.10'da verilmiştir. Asit hidrolizi ile alterasyon en çok asidik pH ile ilgilidir ve süreç, Si-hidroksilasyon gibi diğer işlemlerin daha verimli olabileceği daha alkali koşullar altında kinetik olarak daha az etkilidir.

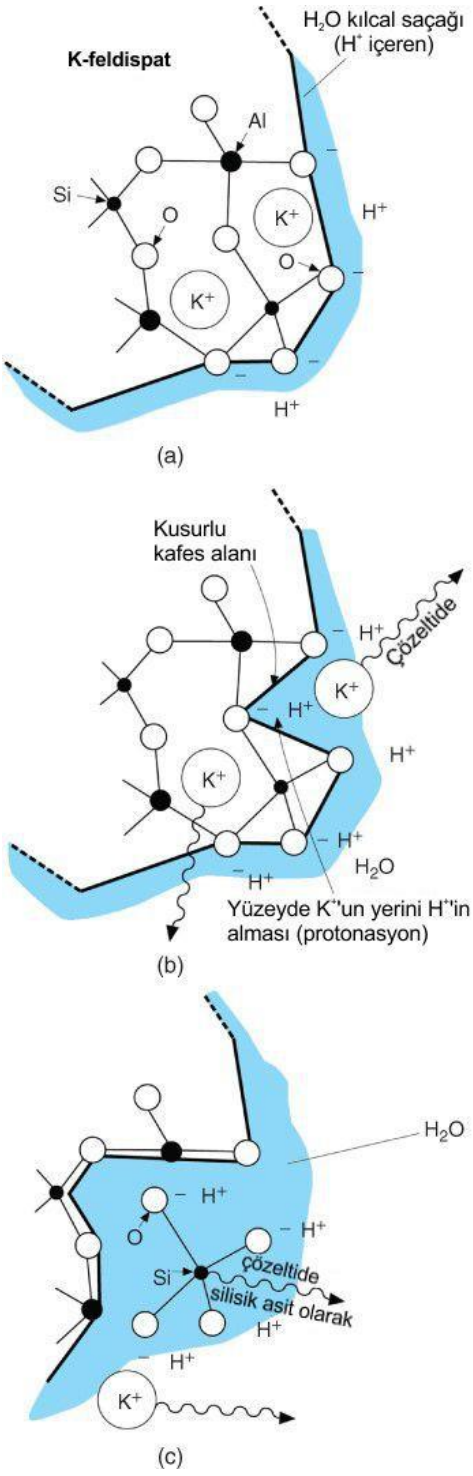
Yüzeysel ortamdaki farklı elementlerin hareketliliği önemli ölçüde değişiklik gösterir (Şekil 4.1) ve bu da aşağıdaki gibi bir hareketlilik hiyerarşisinin ortaya çıkmasına yol açar:

$$Ca > Na > Mg > Si > K > Al \approx Fe \qquad (4.11)$$

Alkali ve alkali toprak elementleri genellikle yeraltı sularında en yüksek çözünürlükte olup, Al ve ferrik Fe nispeten hareketsizdir. Bozuşma sırasında kil mineral oluşumuna yönelik kinetik ve termodinamik sınırlamaların toplamı, iklim koşulları gibi faktörlere bağlı olarak ilişkilendirilebilecek iyi tanımlanmış bir reaksiyon yolları dizisi ile sonuçlanır. Yağışın kil mineral topluluklarının oluşumu üzerindeki etkileri hem felsik hem de mafik ana kaya kompozisyonları için şekil 4.9'da sunulmuştur. Genel model smektit killerinin nispeten kurak ila yarı kurak koşullarda oluşma eğiliminde olması, oysa kaolinitin daha nemli iklimlerde hâkim olma eğiliminde olmasıdır. Bu model aynı zamanda smektitlerin nispeten erken oluştuğu ve kaolinit veya vermikülit tarafından ornatılarak kil oluşumunun parajenetik bir sırasını da yansıtabilir.

4.4.1 Cornwall Kaolinit (Porselen Kili) Yatakları

Polimetalik magmatik-hidrotermal cevherleşme ile tanınan güneybatı İngiltere'deki Cornubian batoliti (Bölüm 2'de Kutu 2.2) aynı zamanda dünyadaki en büyük ve en kaliteli kaolinit (veya porselen kili) yataklarına da ev sahipliği yapmaktadır. Kağıt ve seramik endüstrilerinde önemli talep gören Cornwall yatağı değer açısından baz metal kaynağından



önemlidir. Ayrıca, hala önemli miktarda yüksek kaliteli porselen kili rezervine sahiptir

Cornwall kaolinit yataklarının oluşumu tartışmalıdır. Bazı araştırmacılar kökenin bozuşmayla ilgili olduğunu öne sürerken (Sheppard, 1997) diğer bazıları buna karşı çıkarak hidrotermal süreci savunmuşlardır. Hidrotermal sürece göre kil oluşumu granit yerleşiminden kısa bir süre sonra başlayan uzun süreli parajenetik serinin son aşamasıdır. Bu süreç sıcaklığı düşük akışkanların kil oluşumu sırasında dolaşıma girmesiyle sonlanmıştır (Alderton, 1993). Kaolinit oluşumunun gerçek süreçleri, sıvının kökeni ne olursa olsun esasen aynıdır ve hem geç bir hidrotermal süreç hem de üçüncül bir bozuşma süreci olmak üzere her iki olayının kil oluşumuna katkıda bulunduğu görülmektedir.

Yoğun kaolinleşme zonları en iyi şekilde greyzenleşmiş altere Sn-W cevher damarlarının ve KB-GD doğrultulu ana fay hatlarının bulunduğu alanlarda gelişir. Bu durum daha önceki, yüksek sıcaklıktaki hidrotermal süreçlerle kökensel bir bağlantıya işaret etmekle birlikte daha önce yüksek sıcaklıkta akışkanların dolaştığı alanlarda yeraltı suyu hareketini de gösterebilir. Kaolinitin kendisi tercihli olarak granitin plajiyoklaz bileşeninden geliştirilirken, K-feldispat aşırı alterasyon ve aşınma bölgeleri dışında nispeten duraylı kalır. Bu durum yukarıda asit hidrolizi sırasında Ca ve Na'un K'dan daha kolay yıkandığı Denklem (4.11)'de açıklanan hareketlilik sıralamasıyla uyumludur. Süreç ayrıca reaksiyon (4.10)'da da gösterilmiştir. Ancak, daha önce belirtildiği gibi, gerçek mekanizma muhtemelen daha karmaşıktır. Birçok araştırmacı kaolinitin nihai oluşumundan önce muskovit veya smektit oluşumu içeren bir ara aşama tanımlamıştır (Exley, 1976; Durrance ve Bristow, 1986). Bu şekil 4.9'da yağış miktarına bağlı olarak gösterilen ilerleyen kil minerali oluşumu

Şekil 4.10 K-feldispatın asit hidrolizi ile gelişen bozuşma ve parçalanması sırasında kil minerallerinin oluşumuna yol açan aşamaları (Leeder, 1999'dan değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 4.11 Cornwall'daki Treviscoe'de ileri derecede kaolinitleşmiş granitten hidrolik olarak "porselen kili" üretimi (Fotoğraf izni: Robin Shail).

deseniyle uyumludur. Bu nedenle, asit hidroliz tipi reaksiyonların serizit (ince taneli muskovit) oluşturmak üzere plajiyoklaz- erken değişimine ve aynı zamanda yeni başlayan arjilik alterasyona yol açması muhtemel görünmektedir. Daha ileri meteorik akışkan dolaşımıyla birlikte derin bozuşmanın geliştiği Mesozoyik zamanında alterasyon süreci özellikle daha yaşlı alterasyon bölgelerinde devam etmiştir. Görünüşe göre kaolinleşmeye altere granitten Fe yıkanması da eşlik etmiş olabilir. Bu süreç Cornish porselen kilinin çok yüksek saflığına ve "beyazlığına" ulaşmasını sağlamıştır (Şekil 4.11).

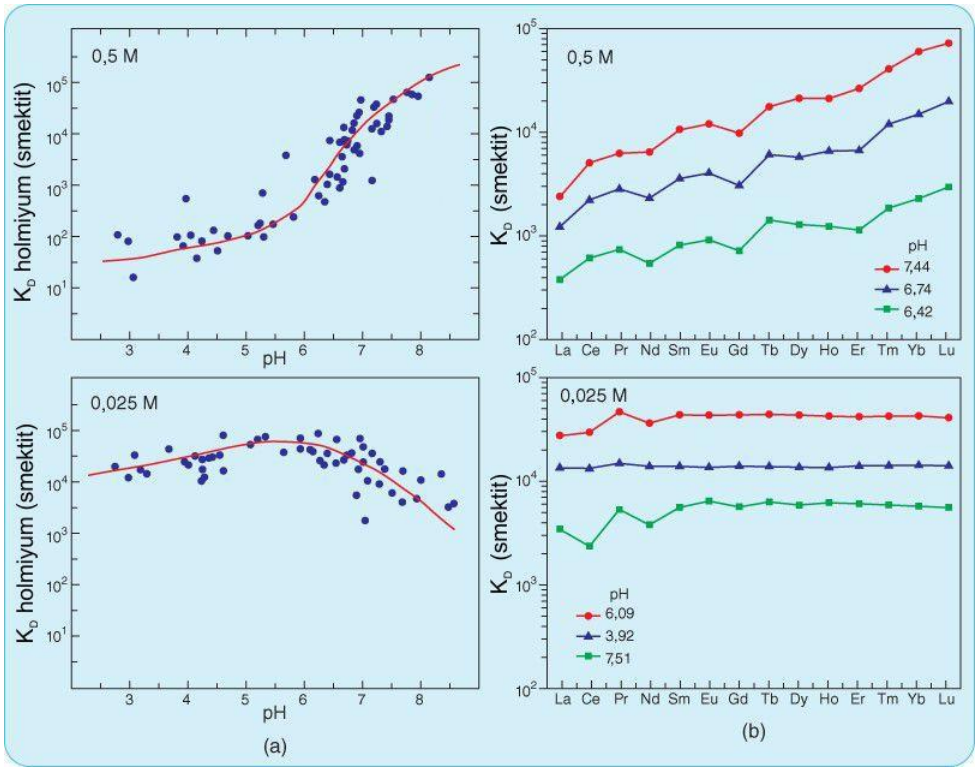
4.4.2 Killerde "İyon Adsorpsiyonlu" Nadir Toprak Elementi (NTE) Yatakları

Dünyanın NTE üretiminin çoğu Çin'de yapılmaktadır. Çin'de bu kritik metaller ya devasa Bayan Obo karbonatit yatağından ya da Çin'in güneydoğusundaki sayısız yüzeysel çökellerden elde edilmektedir. NTE bu yüzeysel çökellerde kil minerallerinde bulunmaktadır (Wall, 2014). Bayan Obo ve karbonatite bağlı diğer yataklar hafif nadir toprak elementleri (HNTE-La'dan Sm serisini içerir) için önemli, Güneydoğu Çin'deki killer içindeki yataklardan daha büyük oranda ağır nadir toprak elementleri üretir (ANTE, Eu-Lu serisini içerir). Aslında, dünyanın ANTE üretiminin çoğu Güneydoğu Çin'in yüzeysel, killi yataklarından elde edilir. ANTE özellikle belirli kil minerallerinin, özellikle de kaolinit, halloysit ve smektitlerin yüzeylerine tercihen adsorbe edildiğinden, bunlar genellikle "*iyon adsorpsiyon kil yatakları*" olarak adlandırılırlar (Kynicky vd., 2012; Bao ve Zhao, 2008).

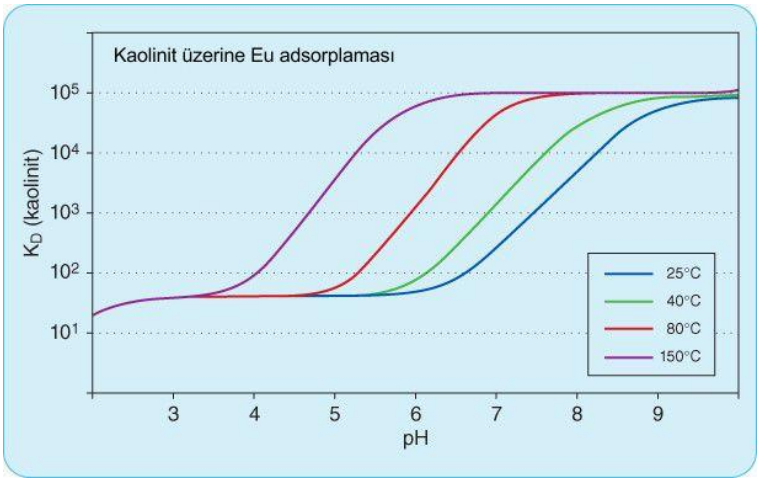
Güneydoğu Çin'in ANTE içeren iyon adsorpsiyon kil yatakları, şu anda üzerinde kalın lateritik toprak profili gelişmiş yoğun şekilde bozunmuş granitlerin üzerinde oluşmuştur (Bao ve Zhao, 2008; Kynicky vd., 2012). Ekonomik öneme sahip iyon adsorpsiyon kil yatakları oluşumu için gerekli temel şartlar şunlardır:

1. Lateritleşme sırasında tamamen veya kısmen çözünebilen çeşitli NTE'li aksesuar mineral fazları içeren bir ana granit. Zirkon gibi yüksek derecede dirençli ve duraylı ANTE içeren mineraller yoğun bozuşma şartlarında bile korunma eğilimindedir ve bunların NTE içerikleri kil yataklarına katkıda bulunmaz. Güneydoğu Çin'in killi yatakları aşırı bozuşma koşullarında parçalanacak olan allanit, monazit ve bastnazit gibi NTE'li mineraller içeren granitler üzerinde oluşmuştur.
2. Konak laterit NTE'nin adsorpsiyonu için uygun kil mineralleri içermeli ve ortam pH'sinin ANTE'nin iyon değişim süreçleri ile tercihen yoğunlaşmasını kontrol ettiği koşullar bulunmalıdır.
3. Yataklar çok düşük tenörlüdür (genellikle %0,05-0,2 NTE oksit içeriği) ve bu nedenle NTE yıkama yoluyla kolay ve uygun maliyetli bir şekilde çıkarılabilir olması gerekmektedir.

ANTE'nin HNTE'ye göre kil yataklarında göre tercihen adsorbe edilmesine yol açan fiziksel ve kimyasal süreçler karmaşıktır. NTE'nin ve diğer metalik katyonların adsorpsiyonu, kil minerallerinin yüzeyinde katyon değişimi nedeniyle negatif yüklü alanların oluşturulmasıyla ilgilidir. Si^{+4} ve Al^{+3} iyonlarının daha düşük yüklü katyonlarla yer değiştirmesiyle kalıcı yük kusurları oluşurken, amfoterik OH iyonunun kristal kenarlarda Si veya Al ile birleşerek düşük pH'de pozitif yük kusuru, yüksek pH'de ise negatif yük kusuru



Şekil 4.12 Smektit kiline ait (a) holmiyum için sorpsiyon katsayısı (KD holmium) ile iki farklı çözelti iyonik kuvvetinde (0,5M ve 0,025M) pH arasındaki ilişkiyi ve (b) smektit içinde tüm NTE için KD'ler (artan atom numarası ile grafikle gösterilmiştir) pH'nin bir fonksiyonu olarak (yine iki farklı çözelti iyonik kuvvetinde) gösteren deneysel veriler (Coppin vd., 2002'den).

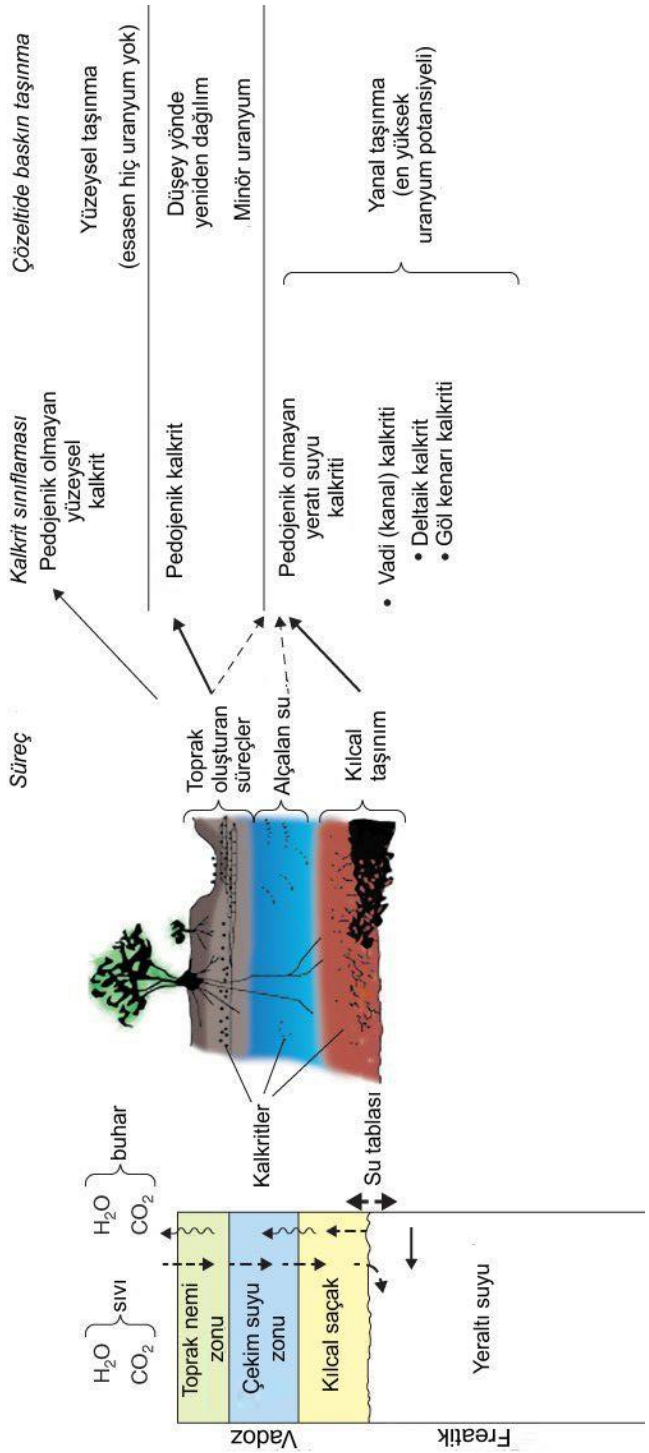


Şekil 4.13 pH'ye bağlı sorpsiyon katsayısındaki (KD) artışın, artan sıcaklıkla (25'den 150 °C'ye) daha düşük pH'ye doğru hareket ettiğini gösteren, kaolinit üzerine Eu adsorpsiyonu için deneysel veriler (Tertre vd., 2006'dan).

kusuru (değişken yük kusurları) oluşturur. Bu nedenle, kaolinit ve smektitler gibi killer üzerindeki NTE adsorpsiyonu bozuşma sürecinde yer alan akışkanların pH'si tarafından kontrol edilir ve bu da akışkan sıcaklığına bağlı bir süreçtir (Bradbury ve Baeyens, 2002; Coppin vd., 2002; Moldoveanu ve Papangelakis, 2012; Tertre vd., 2006).

İyon adsorpsiyonlu kil yataklarının oluşum süreçlerine rehber olarak Coppin vd. (2002)'nin (Şekil 4.12a) deneysel çalışması ANTE'den biri olan holmiyum (Ho) için smektit üzerindeki sorpsiyon katsayısındaki (yani K_D; katı/çözelti konsantrasyon oranı) değişimleri pH'nin fonksiyonu olarak göstermektedir. Düşük iyonik kuvvete sahip akışkanlar için sorpsiyon pH'den bağımsızdır. Oysa daha yüksek iyonik kuvvetlerde ANTE daha alkali (daha yüksek pH) koşullar altında HNTE'den çok daha güçlü adsorbe edilir. Şekil 4.12b'de tüm NTE için deneysel veriler (yani lantandan lutesyuma), akışkanlar yüksek iyonik potansiyele sahip olduğunda HREE'nin tercihli olarak LREE'ye göre adsorbe edildiğini ve bu durumun daha düşük iyonik potansiyellerde geçerli olmadığını göstermektedir. Benzer şekilde, Tertre vd. (2006) artan akışkan pH'siyle birlikte sorpsiyon katsayısındaki (K_D) ani artışın da sıcaklıktan etkilendiğini, böylece artan sıcaklıkla birlikte daha düşük pH'de (yani daha asidik koşullarda) sorpsiyon eşiği meydana geldiğini göstermektedir (Şekil 4.13).

Bu bölümde tartışılan deneysel veriler NTE'nin kil mineralleri üzerine adsorpsiyonunun, yüksek akışkan iyonik kuvvetlerde pH tarafından kontrol edilen bir süreç olduğunu, ancak düşük iyonik kuvvetlerde esasen pH'den bağımsız olduğunu göstermektedir. ANTE'nin HNTE'ye göre nispi adsorpsiyonu hem akışkan iyonik kuvveti hem de pH'nin bir fonksiyonudur. Düşük akışkan iyonik kuvvetli ortamlarda tüm NTE'nin adsorpsiyonunun *fiziksel adsorpsiyon* (yani fizisorpsiyon - çekiciliğe Van Der Waals kuvvetinin neden olduğu ve kristalin elektonik yapısının nispeten örselenmediği durum; bkz. Şekil 3.17) kalıcı negatif yük kusurlarının olduğu yerlerde meydana geldiği öne sürülmüştür (Coppin vd., 2002), Bunun aksine, daha yüksek iyonik kuvvetlerde, tercihli ANTE adsorpsiyonu kendileri de yüksek pH koşulları altında oluşan değişken negatif yük bölgelerinde meydana gelir. Bu çekim NTE katyonları ve kil mineral yüzeyi arasında farklı kovalent bağların oluştuğu kimyasal adsorpsiyon (veya kemisorpsiyon) ile olur. NTE killerden amonyum sülfat [$(NH_4)_2SO_4$] gibi bir liksivantın fiziksel olarak emilmiş metalleri (Moldoveanu ve Papangelakis, 2012) kolayca sıyırdığı, ancak kil partiküllerine daha güçlü bir şekilde bağlanan kimyasal olarak emilmiş elementlere karşı daha az etkili olan bir yıkama süreci ile çıkarılmaktadır.



Şekil 4.14 Kalkritler için basitleştirilmiş sınıflandırma şeması ve oluşum süreçlerinin bir özeti. Kalkritlerin yüzeysel uranyum yataklarını barındırma potansiyellerinin bir göstergesi de verilmiştir (Carlisle, 1983'den).

4.5 Kaliş İçindeki Yataklar

Dünyadaki kurak ortamları simgeleyen yanal olarak geniş yüzey veya yüzeye yakın kalkrit (aynı zamanda kaliş veya durikrast olarak da adlandırılır) katmanlarının çoğu kalsifiye toprakları temsil ettikleri için "pedojenik kalkrit" olarak sınıflandırılır (Klappa, 1983). Kalkrit pedojenik (toprak oluşturma) ve diyajenetik (taşlaşma) süreçlerin bir kombinasyonu sırasında oluşan vadoz bölgesinde (yani su tablasının üstünde) ince taneli kalsit ($CaCO_3$) birikimi olarak tanımlanır. Yüzeysel ortamda kalsit çözeltisi ve çökelmesi aşağıdaki genel denklem ile gösterilebilir (Klappa, 1983'den):

$$Ca^{+2} + 2HCO_3^- \leftrightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O \quad (4.12)$$

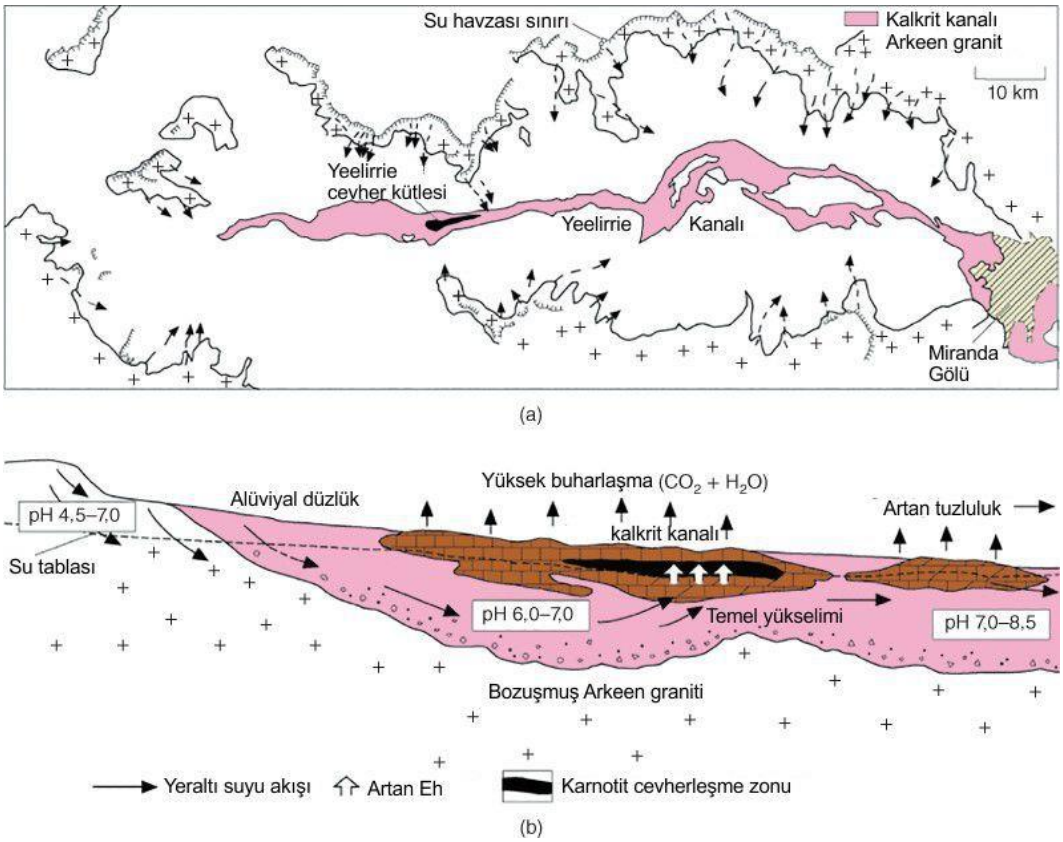
$CaCO_3$'ün çözünürlüğü azalan sıcaklık, daha düşük pH ve artan kısmi CO_2 basıncı ile artar. Bu nedenle, sulu bir çözeltiden CO_2 ekstraksiyonu $CaCO_3$'ı çökeltecektir. Kalsit çökelmesi buharlaşma ve evapotranspirasyon sırasında bir toprak profilinden suyun çıkarılmasıyla da ortaya çıkabilir ve bu da çözeltideki metal iyonlarının derişiminde bir artışa neden olur. Kalkrit tiplerinin basitleştirilmiş bir sınıflandırması şekil 4.14'te verilmiştir. Burada, yaygın olarak gelişmiş pedojenik kalsitlerin yanı sıra, daha yerel olarak dağılmış pedojenik olmayan, vadi veya kanal kalkeri olarak adlandırılan bir varyantın da meydana geldiği açıktır. Özellikle bu ikinci tür, yüzeysel uranyum yataklarının konak kayası olarak önemli bir rol oynamaktadır.

4.5.1 Kalkrit İçindeki veya Yüzeysel Uranyum Yatakları

Avustralya ve Namibya'daki kurak bölgelerden kanal dolgusu kalkritlerde önemli uranyum kaynakları keşfedilmiştir. Yeelirrie (Batı Avustralya) ve Langer Heinrich (Namibya) madenleri kalkritleşmiş akarsu drenaj kanallarında birikmiş olan parlak sarı potasyum-uranyum vanadat minerali, karnotit [$K_2(UO_2)_2\ (V_2O_8)\cdot 3H_2O$] mineralinden oluşan yüzeysel uranyum cevherlerinin iyi bilinen örneklerini temsil eder (Carlisle 1983). Karnotit bir uranil (U^{+6}) vanadat olduğundan, altı değerlikli uranyumun indirgenmesi, uranyum cevherlerinin çökelmesi ve konsantrasyonunda yer alan ana süreç değildir (bkz. Bölüm 3). Bu tür uranyum yatağının oluşumu daha çok yüksek oranlarda yeraltı suyu buharlaşması ve sonuç olarak yüzeyin birkaç metre içinde sulu karbonat, vanadyum ve uranyum çözünürlüklerinin azalmasıyla ilgilidir. Kalkritleşmiş akarsu kanalları önceki yüksek yağış dönemine ait nehirlerin kalıntılarını temsil eder. Bu tür kanallar uranyumca zengin bir kaynak bölgesinden kaynaklanan su taşıdıkları zaman, içinde uranyumun yoğunlaşmış yeraltı suyu akışı tarafından taşındığı ve sonrasında mineral çökmesiyle uranyum cevherinin yoğunlaştığı zonlar oluşmuştur. Bu süreçte uranyum ve diğer bileşenlerin, yeraltı suyunun buharlaşmasıyla karnotitin çökelebileceği bir bölgeye ulaşana kadar çözelti içinde kalması gerekir.

Batı Avustralya'daki Yeelirrie'de akarsu kanalları Paleojen döneminde ana kayayı oymaya başlamış, ancak kuraklık dönemi geç Pliyosen'de başlamıştır. Aktif kalkrit çökelimi ve karnotit cevheri oluşumunun son 500.000 yılda meydana geldiği düşünülmektedir (Carlisle, 1983). Kalkrit 100 km'den fazla izlenebilen bir paleokanal ekseni boyunca mostra vermektedir ve içinde yaklaşık 6 km uzunluğunda, 0,5 km genişliğinde ve maksimum 8 m kalınlıkta karnotit içeren 46.000 tonluk bir U_3O_8 kaynağına sahip bir cevher kütlesi bulundurmaktadır (Şekil 4.15a). Namibya'daki Langer Heinrich yatağı birçok açıdan Yeelirrie'ye benzemektedir (Hartleb, 1988).

Karnotitin ana bileşenleri olan U, K ve V yerel olarak bozuşmuş granitlerden (uranyum ve potasyum için) ve vanadyum muhtemelen daha çok mafik kayaçtan türer. Nötüre yakın koşullar altındaki nispeten karbonatlı yeraltı sularında, U^{+6} bir karbonat kompleksi olarak taşınır (bkz. Şekil 3.36). Oysa vanadyum muhtemelen V^{+4} olarak çözelti halindedir.



Şekil 4.15 (a) Batı Avustralya'da kalkrit kanal içindeki Yeelirrie karnotit yatağının jeolojik konumu (Mann ve Deutscher, 1978; Carlisle, 1983'den). (b) Kalkritleşmiş kanallarda karnotit yataklarının oluşumun ortamı ve süreçleri gösteren model (Carlisle, 1983'den).

Ancak, kesin tür ve kompleks yapıcı madde bilinmemektedir (Mann ve Deutscher, 1978). Yoğun yeraltı suyu akışı cevher oluşturan bileşenleri kanala taşımış, yüksek buharlaşma oranları ve kalsit çökeltme kombinasyonu çözeltinin akış yolu boyunca daha yüksek tuzluluklara ve pH'ye doğru evrilmesini sağlamıştır (Şekil 4.15b). Bununla birlikte, ayrıntıda karnotitin gerçek çökelmesi karmaşık bir süreçtir ve uranil-karbonat komplekslerinin buharlaşması ve dekompleksasyonu veya V^{+4}'ün V^{+5}'e yükseltgenmesi veya her ikisi ile ilişkili görünmektedir (Mann ve Deutscher, 1978). Karnotitin çökelmesi için genel bir denklem aşağıdaki gibi yazılabilir (Carlisle, 1983'den):

$$2UO_2^{+2-} + 2H_2VO_4^- + 2K^+ + 3H_2O \leftrightarrow \underset{\text{karnotit}}{K_2(UO_2)_2(V_2O_8)\cdot 3H_2O} + 4H^+ \qquad (4.13)$$

Buharlaşma CO_2'i çözeltiden uzaklaştırarak ve Eşitlik (4.12) gibi denge denklemini sağa kaydırır ve kalsit ile muhtemelen karnotit çökelmesini teşvik eder. Bununla birlikte, karnotit çökelmesi pH'yi düşüren ve kalsitin çözünürlüğünü artıran hidrojen iyonları üretir [bkz. Denklem (4.13)]. Kalsitin çözünmesi çözeltiye ilave CO_3^{-2} sağlar, bu da uranyum çözünürlüğünü artırır ve karnotitin çözünmesini kolaylaştırır. Eşitlik (4.12) ile (4.13) cinsinden açıklanan süreçler bu nedenle verimsiz gibi görünmektedir. Cevher ve gang minerallerinin

tekrar çözülmesi ve yeniden çökeltilmesi için dokusal kanıt, bu yataklarda gerçekten de görülmektedir. Gerçekte ise, Avustralya ve Namibya gibi kurak bölgelerde meydana gelen çok yüksek buharlaşma oranları yeraltı suyunun Ca^{+2} ve Mg^{+2} konsantrasyonlarını o kadar arttırır ki, bu ortamlarda kalsit (ve dolomit) kolaylıkla çökelir. Aksi takdirde, karbonat minerallerinin uygun olmayan koşullar altında çökelmesi, aynı zamanda üranil-karbonat komplekslerinin kararsızlaşmasını da sağlar ve sonuçta kalkritleşme ile eş zamanlı karnotit oluşumuna yol açar. V^{+4} nötr pH'ye yakın hafif indirgen sularda çözündüğü, ancak artan Eh ile V^{+5} olarak çökeldiği için, Mann ve Deutscher (1978) vanadyum oksidasyonunun karnotit oluşumunda da rol oynayabileceğini öne sürmüşlerdir. Bu araştırmacılar vanadyumun kalkritleşmiş kanalın altından akan daha derin yeraltı sularında ayrı ayrı taşınmış olabileceğini ve bu akışkanın yüzeysel, oksitlenmiş, U ve K içeren akışkanla karışarak bir karışım bölgesinde karnotit oluşturduğunu ileri sürmektedirler. V taşıyan alt akışkanın yüzeye yakın ortama göçüne neden olan faktör taban topografyasındaki pozitif rölyeftir (Şekil 4.15b). Burada gelişen süreç yeraltı sularını yukarı doğru hareket ederek, buharlaşarak oksitlenmiş akışkanlarla karışması veya atmosferde doğrudan oksitlenmesidir. Bu fikir karnotit cevherleşmesinin mekânsal olarak akışkan hareket yolundaki sıkışmalar ve daralmalarla ilişkili olduğu şeklindeki yaygın gözlemle tutarlıdır.

4.6 Yüzeye Yakın Ortamda Cu ve Diğer Metallerin Süperjen Zenginleşmesi

Bozuşma süreçleri Cu'ın yanı sıra Zn, Ag ve Au gibi diğer metallerin yerinde zenginleşmesinden sorumludur. Aslında, birçok maden yatağının genel tenörleri bozuşma koşullarının bir sonucu olarak yüzeyde veya yüzey yakınında oluşan metallerin yerel olarak zenginleşmesi nedeniyle artmıştır (Reich ve Vasconcelos, 2015). Süreç genel olarak *süperjen zenginleşme* olarak adlandırılır ve özellikle düşük tenörlü porfiri bakır yataklarının değerlendirilmesinde önemli bir kriterdir. Buradaki birincil veya *hipojen* cevherin üzerinde ikincil bakır cevheri minerallerinden zenginleşmiş, kolayca çıkarılabilir bir süperjen örtü bu yatakları ekonomik açıdan elverişli yapan faktör olabilir. Süperjen cevherleşme oluşumunda yer alan ve alt bölüm 4.3.4'te tartışılanlara benzeyen süreçler metallerin oksidasyon veya hidroliz yoluyla birincil cevherlerden yıkanmasını, metallerin genellikle yakındaki bir sahaya taşınmasını ve ikincil minerallerin indirgenme, bakteriyel aracılık, adsorpsiyon ve katyon değişimini içerebilecek çeşitli yollarla çökelmesini içerir (bkz. alt bölüm 3.5). Bu alt bölüm özellikle bakır ve porfiri tip yataklarda süperjen zenginleşmelerin oluşumuna odaklanmakla birlikte, ilkeler diğer yatak türleri için de geçerlidir.

4.6.1 Bakır Yataklarının Süperjen Oksidasyonu

Altın ve nikelle ilgili süreçlerin aksine, bakır zenginleşmeleri lateritik ortamlara özgü değildir ve oksitlenmiş, asidik yeraltı sularının sülfit minerallerini kararsız hale getirebildiği ve bakırı yıkayabildiği herhangi bir yüzeysel ortamda süperjen bakır yatakları oluşabilir. Bu süreçte yer alan ilkeler şekil 4.16'da gösterilmiş ve ayrıca aşağıdaki reaksiyon yoluyla özetlenmiştir:

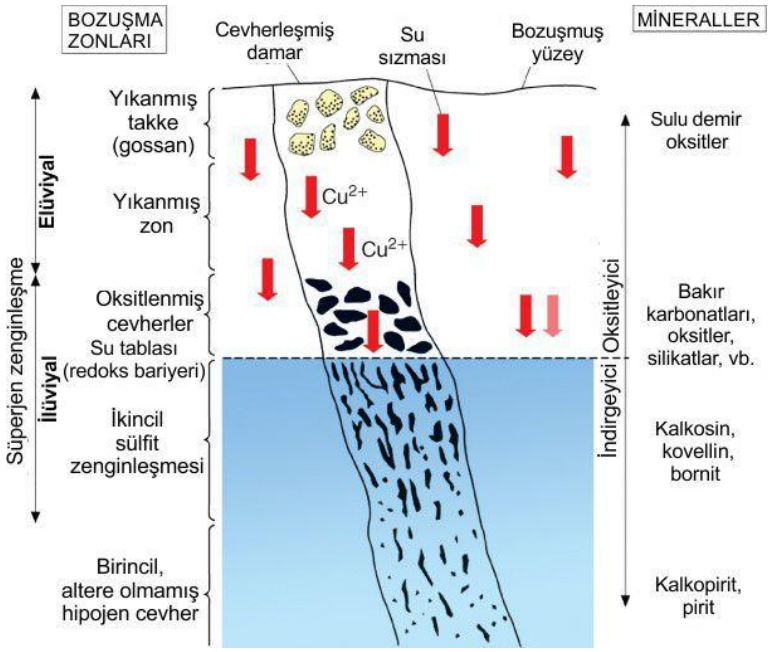
$$4CuFeS_2 + 17O_2 + 10H_2O \leftrightarrow$$

Kalkopirit

$$4Fe(OH)_3 + 4Cu^{+2} + 8SO_4^{-2} + 8H^+$$

götit (4.14)

Pekçok porfiri bakır ortamında baskın sülfit minerali pirit olup, hidrolizi ve oksidasyonu bozuşma bölgesinde hidrojen iyonlarının üretimini (yani pH'deki düşüşü) sağlar [bkz. Denklemler (4.7) ve (4.8)]. Sülfit minerali parçalanmasına regolitte götit oluşumu ve



Şekil 4.16 Şekil 4.16 Bir bakır yatağında genel olarak üstte oksitlenmiş bir horizon (sızıntılı veya elüviyal bölge) ve altta daha indirgen bir metal birikimi zonunu (süperjen örtüsü veya ilüviyal bölge) gösteren şematik kesit. Genellikle orijinal sülfit minerallerinin iskelet hatlarını içeren en üstteki ferrik demirli malzeme bölgesi gossan olarak bilinir. Redoks bariyeri su tablası veya basitçe bir kaya sınırı olabilir (Webb ve Rowston, 1995'den).

SO_4^{-2}'ın serbest bırakılması da eşlik edebilir. Kalkopirit başlıca bakır-demir sülfit minerali olup, reaksiyon (4.14)'de açıklanan parçalanması yeraltı suyunda çözünen bakır iyonlarını üretir. Bu nedenle, regolit profilinde oksitleyici, asidik yeraltı suları regolit metallerinin birincil, hipojen cevher kütlesini yıkayarak geride elüviye edilmiş bir zon bırakır. Yıkama şiddetinin fazla olmadığı durumda bu elüviye zon hematit veya götit/limonitte olduğu gibi kalıntı demir bakımından zenginleşmiş olabilir. Orijinal sülfit minerallerinin iskelet hatlarını da içeren üst kil ve Fe-oksihidroksit bakımından zengin şapka gossan olarak adlandırılır. Gossanlar sadece porfiri sistemlerde değil, diğer birçok cevher oluşturan ortamlarda da sülfitik cevherin önceki varlığının anlaşılmasında oldukça yararlıdır. Çözünür bakır iyonları regolit profilinde aşağı doğru süzülür ve asit çözeltilerinin ana kaya tarafından nötürleştirilmesinin bir fonksiyonu olarak veya su tablasında giderek daha fazla indirgen koşullarla karşılaşır. Bakır daha sonra çeşitli ikincil mineraller olarak çökeltilir; bunların bileşimleri yeraltı suyu bileşiminin yanı sıra süperjen bölgesinde yerel pH ve Eh'yi yansıtır. Burada çöken "bakır oksit" mineralleri aslında bileşim ve mineralojik olarak değişkendir ve bakırın karbonat, silikat, fosfat, sülfat, arsenat ve oksihidroksit fazlarını içerebilir (Chávez, 2000; Dill, 2015). Buna ek olarak Cu, ikincil minerallerin hala kararlı olduğu daha indirgenmiş bölgelerde önceden var olan sülfit minerallerinin (yani pirit ve kalkopiritin) yerini alır. Cu tipik olarak, kalkosin (Cu_2S), kovellin (CuS) ve bornit (Cu_5FeS_4) dâhil olmak üzere Cu ile zenginleştirilmiş bir sülfit fazları grubu oluşturmak için pirit ve kalkopirit gibi hipojen minerallerdeki Fe'in yerini alır.

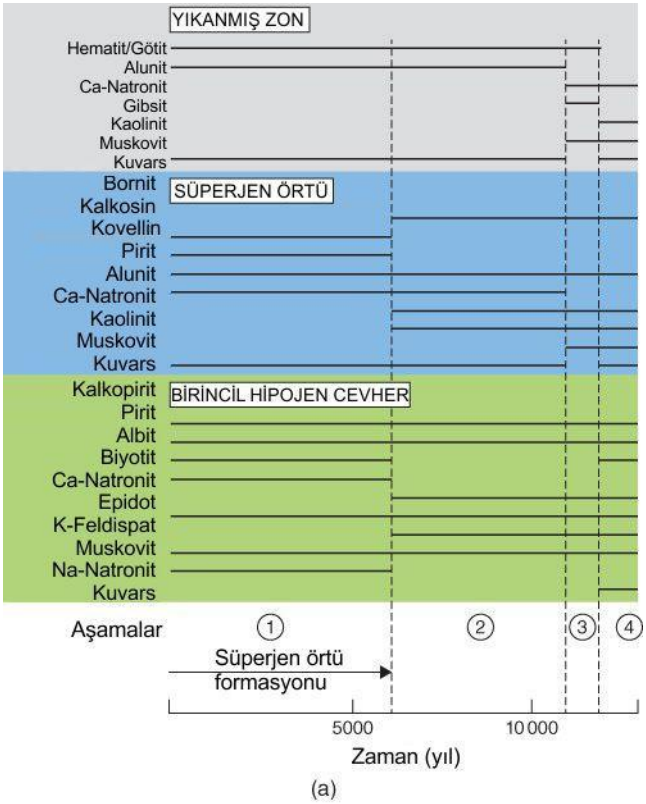
Bir porfiri bakır yatağı üzerindeki genelleştirilmiş bir süperjen bozuşma profilinde kararlı mineral topluluklarının dağılımının daha ayrıntılı bir gösterimi şekil 4.17a'da verilmiştir. Bu simülasyon kimyasal sistemin evrimini (veya daha doğrusu akışkan/kaya oranı açısından) zaman etkilerini entegre eder: Bu süre bölüm 3, alt bölüm 3.6'da evrimleşmiş akışkan/kaya oranları açısından tanımlanan alterasyon süreçleriyle benzer bir şekilde

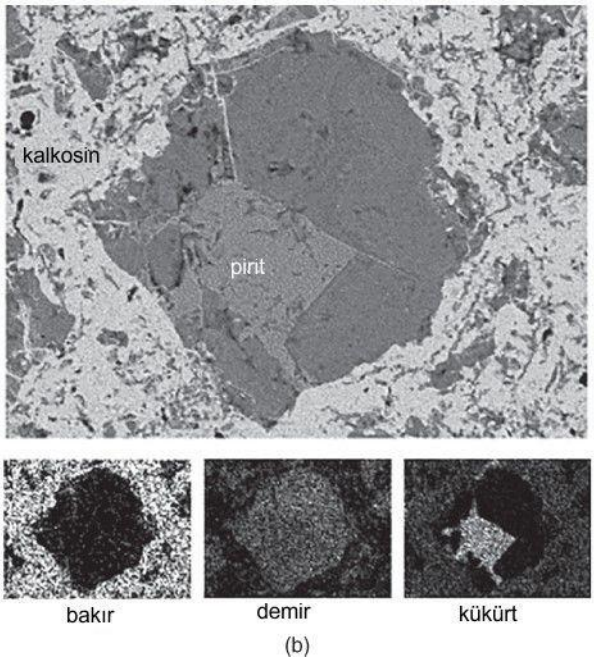
gerçekleştirilmiştir. Birincil hipojen cevherin bir granit içinde yer aldığı kabul edilir ve hafif asidik yağış akışı ile bozuşmuş pirit + kalkopirit içerir. Yaklaşık 6000 yıl içinde (Şekil 4.17a'da dönem 1) birincil sülfitler yıkanan bölgeden tamamen çözülür ve bakır, reaksiyon (4.15)'de gösterildiği gibi süperjen örtüdeki birincil sülfitlerin değiştirilmesiyle kalkosin ve kovellin olarak yeniden çökeltilir. Hipojen piritin ikincil bakır sülfitler ile aşamalı olarak yer değiştirmesi de şekil 4.17b'de gösterilmiştir:

$$\underset{\text{kalkopirit}}{CuFeS_2} + 3Cu^{+2} \leftrightarrow \underset{\text{kalkosin}}{2Cu_2S} + Fe^{+2} \qquad (4.15)$$

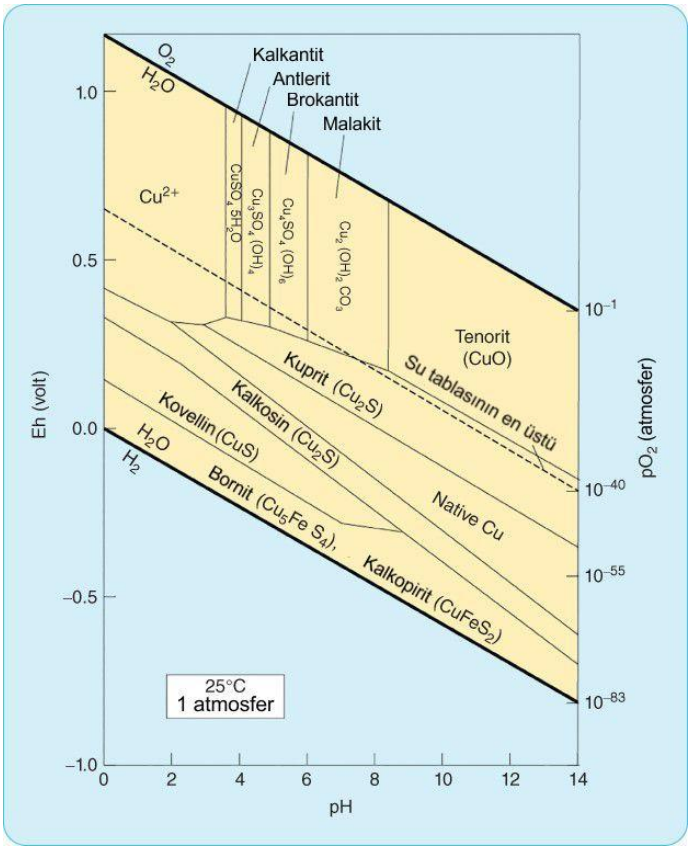
Aşama 1 sırasında ve ayrıca aşama 2'de yıkanma (gossan) zonuda kararlı topluluklar hematit/götit, alunit ve kuvars olarak kalır. Birincil sülfitlerin çözünmesi ve/veya yer değiştirmesi farklılık gösterir ve, kalkopirit üst zondan sadece aşama 2 yoluyla tamamen uzaklaştırılan piritten önce hem yıkanma zonunda hem de süperjen zonda tükenme eğilimi gösterir. Zamanla ve akışkan/kaya oranı arttıkça yıkanma bölgesinde gibsit, muskovit/serizit ve minör kil mineralleri (3. aşama) gelişir ve sonunda serizit ve kaolinitin (4. aşama) hâkim olduğu bir birime dönüşür. Alunit kaybolur ve SO_4^{-2} bozuşma zonundan uzaklaştırılır. Yıkanma zonundaki yeraltı sularının pH'si sülfit çözünme aşamasında düşük (asidik) başlar ve daha sonra zamanla biraz daha alkali koşullara dönüşür. Süperjen örtüsü başlangıçta birincil sülfitler, kuvars ve alunit ile birlikte değiştirilirken kovellin ve kalkosin içeren bir topluluk geliştirir. Yıkanma zonunda kalkopirit tüketildikten sonra çözelti içindeki Cu iyonlarının aşağıya doğru göç eden akışı azalır ve parajenetik dizide daha sonra (yani 2. aşamadan itibaren) bornit gelişir. Yine bu bölgede kil mineralleri ve muskovit/serizit birincil feldispatların ve mikaların ilerleyen hidrolizi ile stabilize edilir ve nihayetinde, kararlı mineral topluluğu, bakır sülfitin (bornit) hala stabil olması dışında, üstteki yıkanma zonunkinden farklı değildir. Birincil konak kayada bozuşma sınırlı bir etkiye sahiptir, ancak zamanla plajiyoklaz, biyotit ve manyetit gibi nispeten kararsız mineraller yok olma eğiliminde olacaktır. Birincil sülfitlerin oksidasyonu sırasında bol miktarda üretilen sülfatın (SO_4^{-2}) [bkz. yukarıda reaksiyon (4.14) ve Kutu 4.2] genellikle yerinde bozuşma zonundan uzağa taşınma ve çok az sülfat indirgemesinin (organik veya inorganik) süperjen örtüde veya su tablasının altında oluşma eğiliminde olduğunu belirtmek ilginç olacaktır. Kovellin ve kalkosin gibi düşük S bakır sülfitlerin bu ortamda oluşmasının bir başka nedeni de budur.

Süperjen örtüdeki bir redoks bariyerinde yüksek metal/kükürt oranlı bakır sülfit minerallerinin oluşumuna ek olarak (Şekil 4.16) oksitlenmiş zonun tabanında çeşitli ikincil bakır minerallerin de oluşabileceği görülmektedir (Şekil 4.18). Bu topluluk kuprit ve tenorit (kuprit genellikle nabit Cu ile ilişkili) gibi oksitler, malakit ve azurit gibi karbonatlar, brokantit, antlerit ve kalkantit gibi sülfatlar, atakamit gibi klorürler, krizokol gibi silikatlar ve libethinit gibi fosfatlar içerir. Bu oksitlenmiş ikincil minerallerin çökelmesi genellikle bu mineraller takımını oluşturan çeşitli bileşenlerden bir veya daha fazlasına göre doymuş yeraltı sularından doğrudan çökelmeden kaynaklanır. Şekil 4.18'de porfiri bakır yataklarının üzerindeki süperjen zenginleşme bölgelerinde karşılaşılan birkaç bakır mineralinin kararlılık alanlarını tanımlayan bir Eh-pH diyagramını görülmektedir. Nispeten düşük Eh koşulları altında su tablasının altında, yüksek metal/kükürt oranlı bakır sülfitler kararlıdır. Oysa su tablasına daha yakın konumda kuprit ve nabit Cu oluşur. Su tablasının üzerinde, bir dizi ikincil bakır mineralinin duraylılık meydana gelir (sadece birkaçının gösterildiğine dikkat ediniz) ve bunlar esasen pH ile kontrol edilir. Bunun nedeni, (CO_3^{-2}, OH^-, SO_4^{-2}, PO_4^{-2} vb. gibi) kompleks oluşturucu ligandların çözünürlüğünü kontrol eden ve herhangi bir ortamda ilgili bakır komplekslerinden herhangi bir ortamda doygunluğa ulaşma olasılığını pH'nin belirlemesidir. Yıkanmış ve süperjen bölgelerinin gelişme derecesi ve bunlarda





Şekil 4.17 (a) Bir porfiri bakır yatağı üzerindeki bozuşma zonlarında kararlı mineral topluluklarının zamana bağlı modellenmesinin gösterimi. Birincil, hipojen cevher (en az altere olmuş), üstteki süperjen örtüsü ve oksitlenmiş, yıkanmış bölge ile karşılaştırılmıştır. Zamanla (1. aşamadan 4. Aşamaya kadar) mineral topluluklarının belirli fazlar tüketildikçe ve diğerleri çökeldikçe geliştiğine dikkat ediniz (Ague ve Brimhall, 1989'dan). (b) Süperjen profildeki bakır zenginleşmesini gösteren mikrofotoğraf: Piritin parçalanması ve ikincil bakır sülfit minerallerine (kalkosin) dönüşümü gösterilmektedir. Bakır, demir ve kükürt dağılımını gösteren ilişkili SEM geri saçılım görüntüleri (Fotoğraflar: Ryan Mathur'un izniyle kullanılmıştır).



Şekil 4.18 Seçilmiş bakır minerallerinin 25 °C ve 1 atm'de duraylılık alanlarını gösteren Eh-pH diyagramı (Guilbert ve Park, 1986'dan).

oluşan ikincil minerallerin doğası, bir dereceye kadar, konak kayadaki birincil, hipojen sülfitlerin miktarına ve bunların oksidasyonu/bozuşmasıyla yeraltı sularında oluşan asitliğe bağlıdır. Düşük sülfür içeriğine sahip bir konak kayanın bozuşması genellikle minimum asitliğe, Fe ve diğer metallerin sınırlı hareketliliğine ve nötüre yakın ila hafif asidik pH aralığında duraylı olan ikincil bakır minerallerinin oluşumuna neden olacaktır (Chávez, 2000). Tersine, yüksek sülfür mineral içeriğine sahip protonların bozuşması, daha fazla asitliğe ve sadece daha düşük pH'de duraylı olan ikincil bakır minerallerinin oluşumuna neden olacaktır. Bununla birlikte, yerel koşullar da önemli bir rol oynar ise de, örneğin bir kireçtaşının yakınında oluşan süperjen zenginleşme, yüksek CO_3^{-2} içerikli yerel yeraltı sularına yol açarak, malakit veya azurit gibi minerallerin nötr ila alkali koşullar altında duraylı hale gelmesine neden olabilir [aşağıda Şekil 4.15 ve Denklem (4.16)].

$$2Cu^{+2} + CO_3^{-2} + 2OH^- \leftrightarrow \underset{\text{malakit}}{Cu_2(OH)_2CO_3} \quad (4.16)$$

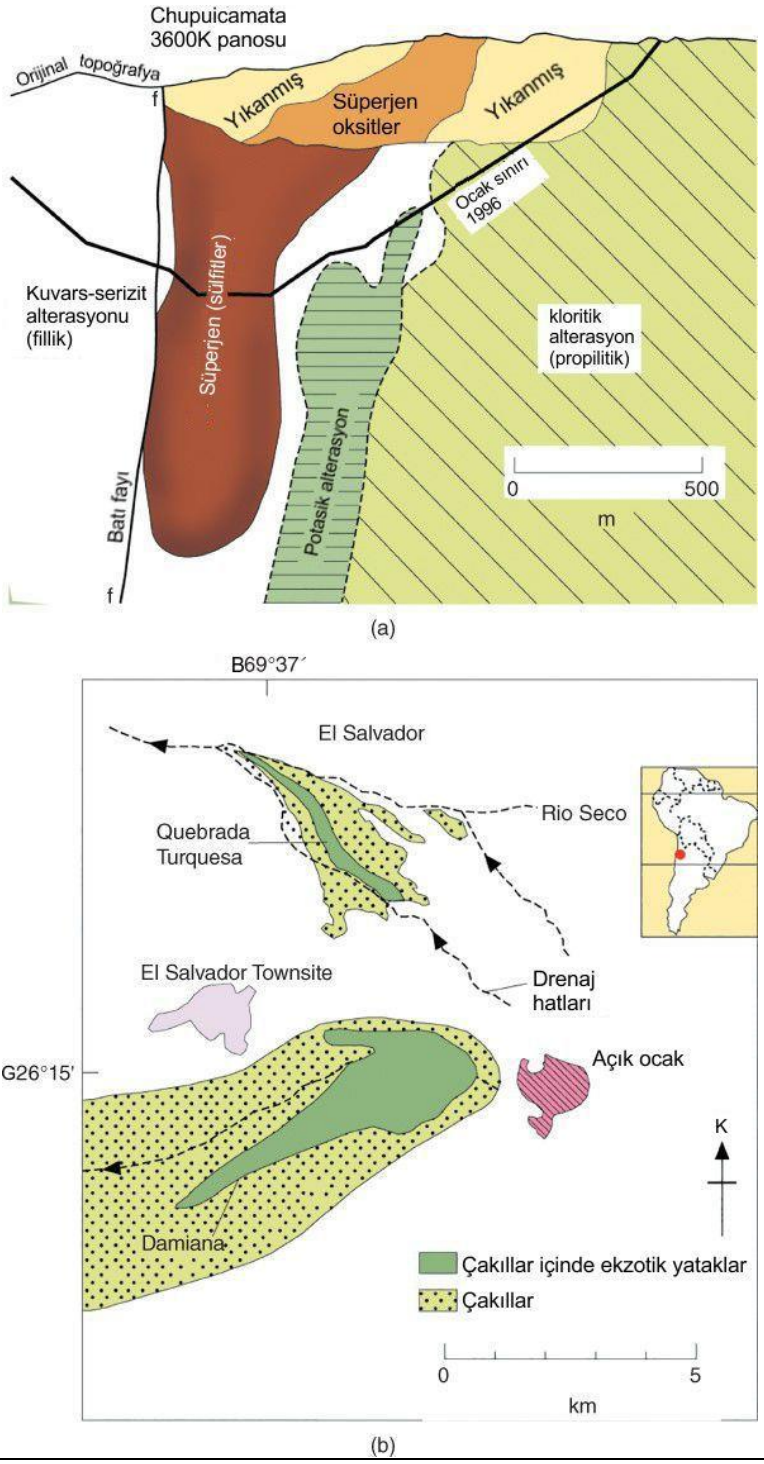
Süperjen zenginleştirmesinin muhtemelen en etkileyici örnekleri Chuquicamata, El Salvador ve El Abra gibi kuzey Şili'nin dev porfiri bakır yatakları ile ilişkilidir. Bu yataklar, derinlerde oluşmuş dünya çapında hipojen cevher kütlelerine ek olarak önemli süperjen zenginleşmeye sebep olmuş olan Paleojen-Neojen zamanlarında iklimsel ve jeomorfik koşullara maruz kalmıştır (Sillitoe ve McKee, 1996). Chuquicamata, Chino (Santa Rita) ve El Salvador'daki süperjen ve "egzotik" cevherler Kutu 4.2'de daha ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

4.6.1.1 Diğer Metallerin Süperjen Zenginleşmesine İlişkin Bir Not

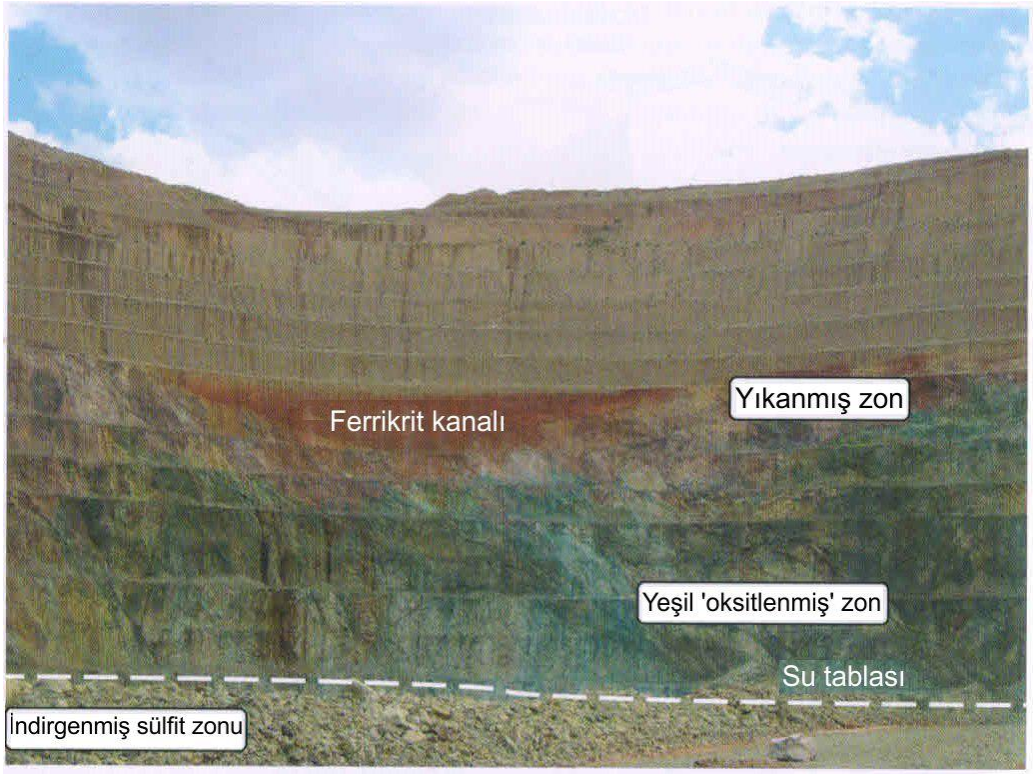
Süperjen zenginleşme bölgeleri yüzeysel ortamda, açığa çıkmış olan herhangi bir metal cevher kütlesinin üzerinde bulunabilir. Porfiri sistemlerde molibden normal olarak regolit profillerinden uzaklaştırılır. Ancak, ferrimolibdit gibi çok oksitleyici koşullar altında ve powellit (Ca-molibdat) olarak alkali koşullar altında birikebilir. Cu'la karşılaştırıldığında diğer baz metaller genel olarak ikincil mineral zenginleşmeleri oluşturmazlar. Zn genellikle yeraltı sularında dağılırken, Pb nispeten hareketsiz olma eğilimindedir. Bununla birlikte, bu iki metal belirli koşullar altında anglesit ($PbSO_4$), serüzit ($PbCO_3$) ve smitsonit ($ZnCO_3$) gibi bir dizi sülfat ve karbonat süperjen minerali oluştururlar. Ekstraktif metalurjide mevcut yeni teknolojilerle birlikte, sülfit içermeyen çinko cevherleri, özellikle de willemit (Zn_2SiO_4) içerenler, bugün stratiform, konak kayası sedimenter olan baz metal yataklarının oksidasyonu ile ilişkili önemli bir cevherleşme kategorisini temsil etmektedir. Örnekler arasında Namibya'daki Skorpion Zn madeni ve Brezilya'daki Vazante sayılabilir. Gümüş, bakır ile hemen hemen aynı şekilde davranma eğilimindedir ve akantit (Ag_2S) asidik yeraltı sularında kolayca oksitlenir. Ag nabit metal olarak yeniden çökeltilir veya kurak iklimlerin hüküm sürdüğü bölgelerde Ag-halojenürler (AgCl, AgBr, AgI) olarak yeniden çökeltilir. Şili'nin Atacama çölünde 20 tonluk bir embolit agregası [Ag (Cl, Br)] ve nabit gümüş (Guilbert ve Park, 1986) dahil olmak üzere olağanüstü süperjen gümüş cevheri konsantrasyonları keşfedilmiştir. Altın konsantrasyonu lateritik regolit profillerine özel referansla yukarıda Alt Bölüm 4.3.4'te açıklanmıştır.

Kutu 4.2 Süperjen Süreçleri: Porfiri Bakır Yataklarında Süperjen ve "Egzotik" Cevherleşme

Porfiri bakır cevherleşmeleri yüksek tonajlı-düşük tenörlü yataklardır. Ortalama birincil sülfit veya hipojen cevherleşme tenörü tipik olarak o kadar düşüktür ki, bunlar sadece marjinal olarak ekonomiktir. Bununla birlikte, birçok porfiri bakır yatağı süperjen süreçlerle oluşan zenginleşmiş cevher örtüsüyle örtülür. Genellikle madenciliğin ilk aşamalarında erişilebilen süperjen örtü madencilik operasyonunun genel uygulanabilirliğine önemli ölçüde katkıda bulunur (Reich ve Vasconcelos, 2015). Örneğin, ağırlıkça %0,76 bakır tenörlü yaklaşık 11,4 milyar ton cevher rezervine sahip dünyanın en büyük bakır yataklarından biri olan Şili'deki Chuquicamata'da (Şekil 4.2.1a) yatağın süperjen örtüsü bugün büyük bir bölümü işletilmiş olan cevherin önemli bir kısmını oluşturmaktaydı. Süperjen örtüsü verimsiz bir yıkanma bölgesi, üst kısımda antlerit, brokantit, atakamit ve krizokol içeren bir bakır 'oksit' zonu ve altta başlıca kalkosinden oluşan bir bakır sülfit zonundan oluşur (Ossandón vd., 2001; Şekil 4.2. 2). Yerinde süperjen cevherlerine ek olarak Chuquicamata, El Salvador ve El Abra gibi kuzey Şili'nin bazı dev porfiri bakır yatakları "egzotik" bakır oksit cevherleşmesi içerir. Bu son bahsedilen, süperjen örtüsünün yıkanan kısmından yanal olarak taşınan ve cevherleşmelerin çevresindeki drenaj ağında çökeltilen ikincil cevherdir. Yine Chuquicamata'da egzotik bakır oksit cevherleşmesi, ana ocaktan güneye veya Mina Sur yatağına kadar yaklaşık 7 km uzaklıkta, çakıl dolu bir paleokanal içinde yer almaktadır. Bu çakıllarda krizokol ve (bakırca zengin, K içeren Mn oksihidratlı) bakır cürufu şeklinde yaklaşık 300 milyon ton sıra dışı cevher çökelmiştir (Mote vd., 2001). Benzer egzotik bakır cevherleşmesi El Salvador'da (Damiana ve Quebrada Turquesa yatakları) ve ayrıca El Abra'da da oluşmuştur.



Şekil 4.2.1 (a) (a) Chuquicamata madeninden, birincil hipojen cevheri ile ilişkili olarak süperjen örtüsünün dağılımını gösteren kesit (yıkanmış takke, bakır "oksit" bölgesi ve süperjen kalkozin cevheri ile temsil edilir) (Ossandón vd., 2001'den). (b) El Salvador bölgesinin ana ocaktan radyal olarak dışarı uzanan çakıl dolu paleokanallarının ve egzotik yataklarının dağılımını gösteren basitleştirilmiş haritası (Mote vd., 2001'den).



Şekil 4.2.2 Chino (Santa Rita) porfiri bakır madeninin güney duvarında açığa çıkan süperjen profili, New Mexico, ABD (Fotoğraf izni: Ryan Mathur).

YIKANMIŞ ZON: Sülfit mineralleri parçalanır, Cu yıkanır ve götit çökelir.

$$4CuFeS_2 + 17O_2 + 10H_2O \leftrightarrow 4Fe(OH)_3 + 4Cu^{+2} + 8SO_4^{-2} + 8H^+$$

YEŞİL "OKSİTLENMİŞ" ZON: Su tablası üzerinde ikincil bakır mineralleri çökelmiştir (yani bakır karbonatlar, oksitler, fosfatlar, silikatlar vb.), bkz. Denk. (4.16)

İNDİRGENMİŞ SÜLFİT ZONU: Su tablasının altında çökelmiş ikincil bakır sülfitler (kalkosin).

$$2Cu^{+2} + HS^+ \rightarrow Cu_2S + H^+$$

Süperjen ve egzotik cevherleşme Cu'yu çözeltiye geçtiği ve başka yerlerde yeniden çökeldiği asidik yeraltı sularının oluşumu ile ilgilidir. İkincil bakır ya yıkanan bölgenin altındaki kalkosin açısından zengin süperjen örtüde yeniden çökeltilir (Şekil 4.2.1a) ya da paleo-drenaj kanallarından geçen yeraltı suları tarafından yanal olarak taşınarak uzak egzotik krizokolla ya da bakır cürufu yataklarını oluşturur (Şekil 4.2.1b). Kuzey Şili'deki ikincil bakır cevherlerinin yüksek derecede korunmuş olması, ağırlıklı olarak tektonik yükselme ile birlikte küresel iklim yağış modelleri ve su tablası

dalgalanmalarıyla ilişkilidir (Mote vd., 2001). Şili'nin kuzeyindeki süperjen zenginleşme zonlarındaki bakır cürufu ve alterasyon topluluklarının net tarihlendirmesi, yüzeysel süreçlerin uzun ömürlü ve dönemsel olduğunu göstermektedir. Bazı süperjen süreçler hipojen cevherlerinin Eosen-Oligosen sınırında (yaklaşık 35 milyon yıl) oluşmasından sadece birkaç milyon yıl sonra başlamıştır. Bununla birlikte, süperjen cevher oluşumunun ana evreleri Oligosen'in sonlarına doğru (20-25 My) ve Miyosen'in ortalarında (12-15 My) meydana gelmiştir. Bu evreler bozuşmaya, bakırın yıkanmasına ve yeraltı suyu akışına ve ayrıca yakın drenaj kanallarında çakılların birikmesine neden olan görece yüksek yağış dönemleriyle büyük ölçüde çakışmıştır. Hem süperjen hem de egzotik cevherleşmelerin korunması ise erozyon hızının düşmesine (yani yükselmedeki azalmadan) ve daha da önemlisi, Miyosen ortalarında Atacama Çölü'nün oluşmasıyla meydana gelen şiddetli kuraklık ve azalan yeraltı suyu akışıyla bağlantılıdır (Alpers ve Brimhall, 1989).

4.7 Özet

Bozuşmaya katkıda bulunan kimyasal süreçler hidrasyon ve çözünme, hidroliz ve asit hidrolizi, oksidasyon ve katyon değişimi şeklinde sıralanabilir. Yüzeysel ve süperjen cevher oluşum süreçleri temelde pedojenez ile ilgilidir. Bu süreçler bir elüviyasyon üst zonu (kararsız bileşenlerin yıkanması ve hareketsiz elemanların kalıntı derişimi) ve altta uzanan bir ilüviyasyon zonu (değişken bileşenlerin yukarıdan çökelmesi) şeklinde basitleştirilebilir. Lateritler nemli, sıcak intertropikal bölgelerdeki yoğun bozuşmanın ürünü olup, Ni, Au ve PGE gibi metallerin derişimlerinin yanı sıra boksit cevherleri için de önemli konak kayalardır. Alüminyumun kalıntı derişimleri ve boksit cevherlerinin oluşumu, Eh ve pH'nin lateritlerde hem Si hem de Fe'in Al'dan daha fazla çözünür olduğu yüksek yağışlı bölgelerde meydana gelir. Ni zenginleşmeleri metalin fillosilikat minerallerinde katyon değişimi ile yoğunlaştığı ilüviyasyonlu laterit zonunda ultramafik sokulumların üzerinde meydana gelir. Au ve Pt zenginleşmeleri ayrıca daha önce cevherleşmiş litolojilerin üzerindeki lateritlerde meydana gelir ve yüksek oranda oksitlenmiş, asidik ve tuzlu yeraltı sularının varlığında oluşur. Değerli metallerin fiksasyonu, karbonlu madde veya Fe ve Mn oksihidroksitlerin varlığında indirgeme veya adsorpsiyonla gerçekleşir. Oksitlenmiş, asidik yeraltı suları sadece laterit oluşumu sırasında değil, aynı zamanda bu tür akışkanların mevcut olduğu herhangi bir ortamda metalleri yıkayabilir. Cu'ın süperjen zenginleşmesi cevherleşmenin hipojen porfiri cevherleşmeler üzerindeki yüzeysel ortamda çok önemli olabilir. Bakır zenginleşmesi ilüviyasyon zonunda meydana gelir. Ancak, bu durumda hem Cu-sülfit mineralleri (su tablasının altındaki nispeten indirgenmiş bölgede) hem de Cu-oksit mineralleri (su tablasının üstünde) oluşur.

Kaolinit (porselen kili) gibi kil yataklarının oluşumu esasen plajiyoklaz-feldispatın progresif asit hidrolizinin bir ürünüdür. Kilin kendisi özellikle seramik ve kâğıt endüstrilerinde değerli bir maddedir ve yüksek derecede bozuşmuş granitlerden (Güneydoğu Çin'deki gibi) oluşan bazı killer tercihli olarak ANTE'yi adsorbe etmiş ve yoğunlaştırmış olup, bu kritik metallerin ana küresel kaynağını temsil etmektedir. Kalkrit yüksek buharlaşma ortamlarının pedojenik bir ürünü olmakla birlikte kurak iklim bölgelerinde paleo-drenaj kanallarında da oluşabilir. Uranyumca zengin drenaj sistemlerinde kalkrit kanallar ikincil uranyum minerallerinin konsantrasyonlarının kalsitle birlikte buharlaşmayla indüklenen süreçlerle çökeldiği bölgeleri temsil eder.

Yardımcı Kaynaklar

Bland, W. and Rolls, D. 1998. *Weathering: An Introduction to the Scientific Principles*, 271. London: Arnold.

Butt, C.R.M. and Cluzel, D. 2013. Nickel laterite ore deposits: weathered serpentinites. *Elements* 9: 123–128.

Guilbert, J.M. and Park, C.F. 1986. *The Geology of Ore Deposits*, 985. New York: W.H. Freeman and Co. (Chapter 17).

Leeder, M. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics*, 592. Oxford: Blackwell Science (Chapter 2).

Martini, I.P. and Chesworth, W. 1992. *Weathering, Soils and Paleosols. Developments in Earth Surface Processes 2*, 618. New York: Elsevier.

Reich, M. and Vasconcelos, P.M. 2015. Supergene metal deposits. *Elements* 11 (5): 305–342.

Williams, P.A. (1990). *Oxide Zone Geochemistry*, 286. New York: Ellis Horwood.

Wilson, R.C.L. 1983. *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*, 258. London: The Geological Society of London and Blackwell Scientific Publications.

5

Cevher Oluşturan Sedimenter Süreçler

KONULAR

Sedimenter havzalar ve içlerindeki cevherler
Kırıntılı sedimentasyon ve ağır mineral zenginleşmesi - plaser yataklar
- Plaser oluşumuyla ilgili boylanma mekanizmaları
- Boylanma mekanizmalarının plaser yataklara uygulanması
- Plaj ve eoliyen ortamlarda çökel boylanması

Kimyasal sedimentasyon - demir oluşumları, fosforitler ve evaporitler
- Demir oluşumları ve demirtaşları
- Tabakalı manganez yatakları
- Okyanus tabanı mangan yumruları
- Fosforitler
- Siyah şeyller
- Evaporitler

Fosil yakıtlar - petrol/gaz oluşumu ve kömürleşme
- Petrol ve gaz oluşumu (olağan)
- Kömürleşme
- Olağan dışı hidrokarbonlar - şeyl gazı, petrollü şeyller ve petrollü kumlar
- Gaz hidratları

VAKIA ANALİZLERİ

Kutu 5.1 Plaser Süreçleri: Orange River, Güney Afrika'daki Alüvyal Elmas Yatakları
Kutu 5.2 Kimyasal Sedimentasyon - Bantlı Demir Oluşumları: Mount Whaleback Demir Cevheri Yatağı, Hamersley Eyaleti, Batı Avustralya
Kutu 5.3 Evaporit Yatakları: Boulby Madeni (Na ve K), Cleveland, İngiltere ve Salar de Atacama (Li ve K), Şili
Kutu 5.4 Fosil Yakıtlar - Petrol ve Gaz: Arap (Basra) Körfezi, Orta Doğu

5.1 Giriş

Tortul kayalar dünya genelindeki maden yataklarının önemli bir kısmına ev sahipliği yapmakta olup, aynı zamanda dünya fosil yakıt kaynaklarını da içermektedir. Önceki bölümlerde tortul kayalarda metal ve minerallerin epijenetik olarak zenginleşmesine neden olan çeşitli cevher oluşum süreçleri ele alınmıştır. Bu bölümde konak tortul kayalarla sinjenetik olan süreçler ve cevherlerin kendilerinin sedimentler veya çökel istifin bir

parçası olduğu durumlar üzerinde durulmuştur. Ele alınan süreçler arasında ağır, kırıntılı minerallerin birikimi ve plaser yataklarının oluşumu, organik açıdan zengin siyah şeyllerin çökelmesi ve kimyasal çökellerde Fe, Mn ve P derişimine neden olan çökelme mekanizmaları bulunmaktadır. Ek olarak, petrol ve gaz yataklarının kökenlerinin yanı sıra kömürleşme süreçlerine de genel bir bakış sunulacaktır. Çünkü, bu yatakların organik kaynak malzemesi yerel çökelme ortamını yansıtır ve cevher oluşumu büyük ölçüde çökel birikimi ile eş zamanlıdır. Petrolün çökeller içinden göçünün, yataktan daha sonraki sıvı akışı ile ilgili olduğu tartışılsa da, bu tür süreçler genellikle erken diyajenetik özellik taşır ve bu nedenle bu bölüme dâhil edilmesi gerekir. Bunun aksine, sinjenetik, konak kayası kırıntılı çökeller olan SEDEX Pb-Zn-Ag, konak kayası kumtaşı olan U cevherleri ve geç diyajenetik kırmızı yatak Cu- (Ag-Co) tipi yataklar Bölüm 3'te ele alınmıştır. Bunun nedeni, bu yatakların özellik itibariyle daha çok hidrotermal olan veya metalleri konak tortul kayalar dışından gelen süreçleri içermeleridir. Bu alt bölümler biraz da keyfî olup, ve katı bir genetik sınıflandırmadan çok bu kitabın organizasyon yapısını yansıtır.

Havza analiz tekniklerinin arama faaliyetlerine uygulanmasındaki modern eğilimler şüphesiz petrol endüstrisinde ortaya çıkmıştır. Bu çerçevede son birkaç on yılda çökel birikimi, tektonik ve organik materyalin olgunlaşması arasındaki ilişkilerin anlaşılmasında büyük ilerlemeler kaydedilmiştir. Bu döngüde petrol ve gazın evrimi, organik kimya ve kayadaki akışkan hareketi modelleri açısından etkili bir şekilde değerlendirilebilir (Eidel, 1991). Bu bakış açısı çok sayıda yerbilimleri disiplininin (paleontoloji, stratigrafi, sedimentoloji, yapısal jeoloji, levha tektoniği, hidrojeoloji organik jeokimya ve diğerleri dâhil) yüksek derecede entegrasyonunu gerektirir. Bu yaklaşım sedimenter havzalardaki tüm arama faaliyetlerinde giderek daha fazla kullanılmaktadır (Force vd., 1991).

Fosil yakıtlarda olduğu gibi, plaser yatakların oluşumuna yol açan cevherleşme süreçlerinin yanı sıra kimyasal çökeller ve diyajenetik sıvı akışı ile ilişkili metal zenginleşmeleri, sedimenter konak kayaçların kökeni, tektonik ortamı ve evrimi ile yakından ilişkilidir. Büyük sin-sedimenter maden yatakları genellikle sınırlı sayıda havza tipinde gözlenir (Eidel, 1991). Pasif kıta kenarı kimyasal sedimenter cevherleri (demir oluşumları ve demirtaşlar, tabakalı Mn yatakları ve fosfat cevherleri) ile kıyı şeridi ve akarsu plaser yatakları (altın, kassiterit, elmaslar ve zirkon-ilmenit-rutil içeren siyah kumlar) uzun süreli duraylılık ve çeşitli sedimentolojik süreçler gibi özelliklerin geçerli olduğu kratonik metalojenik bir ortamı yansıtır. Geç diyajenetik veya epijenetik süreçlerin metal birikiminden sorumlu olduğu, konak kayası sedimenter olan cevherler [kırmızı yatak Cu-(Ag-Co) yatakları ve bazı SEDEX Pb-Zn-Ag cevherleri; bkz. Bölüm 3] çökelme hızının yüksek olduğu ve aktif faylanmanın konne ve meteorik akışkanların dolaşımını hızlandırdığı havzalarda rift havzalarıyla ilişkili olma eğilimindedir. Ayrıca, birçok petrol ve gaz sahasının aynı zamanda riftle ilişkili kratonik havzalarla da ilişkili olması dikkat çekicidir.

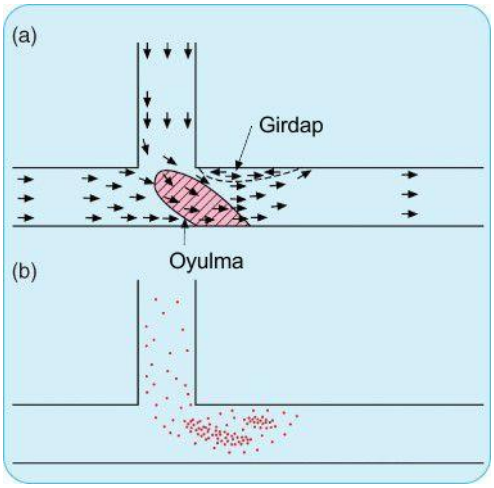
Sedimentasyon ve cevher oluşumu arasındaki ilişkiler çok yönlüdür ve bu bölümde sadece seçilmiş konular üzerinde durulmuştur. Ek bilgiler bölümün sonunda listelenen kaynaklardan sağlanabilir.

5.2 Kırıntılı Sedimentasyon ve Ağır Mineral Konsantrasyonu - Plaser Yatakları

Bir plaser yatağı sediment çökelimi sırasında yoğun (veya "ağır") detritik minerallerin yoğunlaştığı bir yataktır. Plaser yataklar altın, uraninit, elmas, kassiterit, ilmenit, rutil ve zirkon gibi çeşitli mineraller ve metaller içerebilen önemli bir cevherleşme türüdür. Plaser yataklarının iyi bilinen örnekleri arasında Güney Afrika ve Kanada'nın geç

Arkeen Witwatersrand ve Huronian havzaları (Au ve U) ve jeolojik olarak daha yakın tarihli oluşumlar arasında Orange River sistemi (bkz. Kutu 5.1) ve güney Afrika'nın batı kıyısındaki elmas plaserleri, Malezya yarımadasının batı kıyısındaki kasiterit (Sn) plaserleri ve Batı Avustralya, Yeni Güney Galler, Güney Afrika, Florida ve Hindistan'ın plajla ilgili "siyah kum" plaserleri (Ti, Zr, Th) sayılabilir.

Plaser oluşumunda yer alan hidrodinamik süreçler her zaman çok karmaşıktır. Ağır mineral derişimlerinin nerelerde meydana geldiğini aramak veya madencilik amacıyla tahmin etmek zordur. Bu bölümde sadece jeomorfoloji, inşaat mühendisliği ve taşkın iyileştirmenin yanı sıra sedimentoloji ve plaser yataklarının oluşumuna uygulanabilen hidrodinamik prensiplere kısaca değinilmiştir. Kırıntılı sedimentasyon ve plaser oluşumunda yer alan ilkelerin daha ayrıntılı incelemeleri Miall (1978), Slingerland (1984), Slingerland ve Smith (1986), Force (1991), Pye (1994) ve Carling ve Breakspear (2006)'da bulunabilir.



Şekil 5.1 (a) Bir kolun ana nehir ile birleştiği noktada sıvı akışını ve (b) sonucunda oluşan ağır mineral dağılımını benzeştiren bir kanal deneyinin sonuçları (Best ve Brayshaw, 1985'den).

5.2.1 Temel İlkeler

Plaser yataklarının oluşumu esasen sedimentasyon sırasında hafif mineraller ile ağır minerallerin ayrışma sürecidir. Doğada ağır mineral zenginleşmeleri bölgesel sistemlerden (alüvyon yelpazeleri, sahiller vb.), ara özellikler (bir nehir kıvrımının iç kıyısı veya bir dirsek seddesi) ve küçük ölçekli özelliklere (tabakalanma, laminalanma veya çapraz tabakalı ön setleri) kadar değişen çeşitli ölçeklerde meydana gelir. Plaser süreçlerinin deneysel bir simülasyonu şekil 5.1'de verilmiştir. Burada bir ağır mineral bir "kol" yoluyla "ana nehir"e beslenmektedir. İki ortogonal dere akışının kesişimi, kavşak noktasında bir girdap veya vorteks oluşturur ve buna bağlı olarak küçük, hafif parçacıkların ayrılması, daha büyük ve daha ağır minerallerin tutulmasıyla birlikte taban yükünün erozyonuna neden olur.

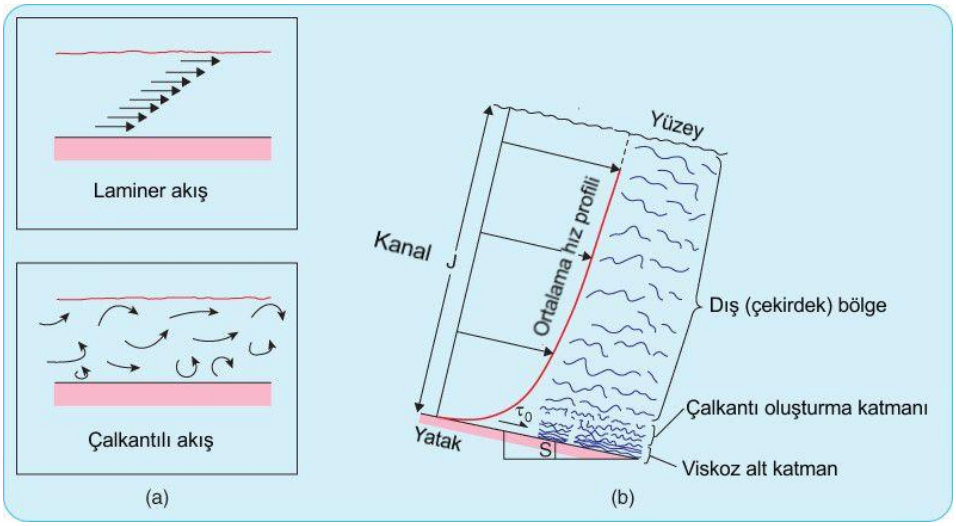
Akarsu ve ilgili sistemlerdeki sediment taşınması ve çökelmesi çok yönlü bir süreç olup (Selley, 1988; Friedman vd., 1992; Pye, 1994; Allen, 1997; Leeder, 1999) plaser oluşumunu anlamak için gerekli olan temel ilkeleri kapsar. Durumu karmaşık hale getiren diğer bir etmen ise, çökellerin rüzgarın etkisiyle de ayrışabilmesidir; ve bu süreç, örneğin, sahil ortamlarında plaser oluşumlarına uygulanabilir (Kocurek, 1996).

Sıvı hareketinin koşullarını nicelleştirmek için kullanılan parametrelerden biri Reynolds sayısıdır. Reynolds sayısı, sıvı akışını laminer ve duraylı veya türbülanslı ve duraysız olarak tanımlayan boyutsuz bir orandır. Reynolds denklemi şu şekilde ifade edilir:

$$Re = UL\delta_f / \eta \qquad (5.1)$$

Burada Re: boyutsuz Reynolds sayısı, U: akışkan hızı, L: akışkanın aktığı uzunluk, δ_f akışkan yoğunluğu ve η: akışkan (moleküler) viskozitesidir.

Düşük Reynolds sayıları için akış laminer, yüksek Reynolds sayıları için ise türbülanslıdır

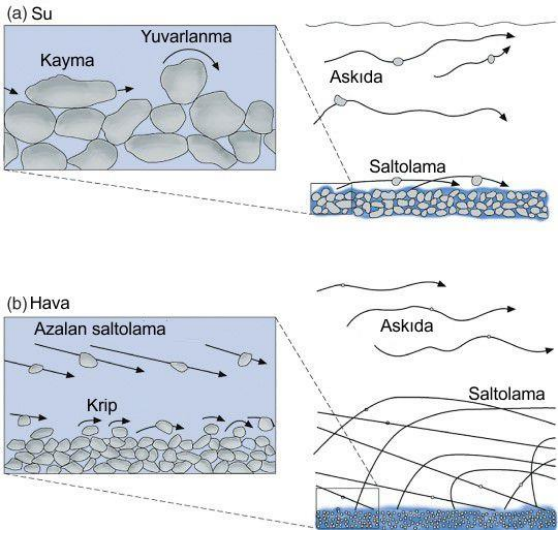


Şekil 5.2 (a) Laminer ve türbülanslı sıvı akışının özelliklerinin akış çizgileri yoluyla şematik gösterimi. (b) Doğal bir kanaldaki türbülanslı sıvı akışının iç yapısı. τ_o: Akışkanın yatağına uyguladığı sınır makaslama gerilmesi ve J (akış derinliği) ile S'nin (yatak eğimi) ve akışkan yoğunluğuna bağlıdır (Slingerland ve Smith, 1986'dan).

(Şekil 5.2a). Bir nehir kanalındaki bir parçacığın davranışı büyük ölçüde taşıyan akışkanının enerjisine bağlı olacaktır. Doğal akış kanallarındaki sıvı akışı ağırlıklı olarak türbülanslıdır ve ayrıntılı anatomisi şekil 5.2b'de şematik olarak gösterilmiştir. Bu kapsamda üç akış katmanı tanımlanabilir. Alt zon, dar olan ve kanal tabanının pürüzlü olduğu ve kırıntıların yatak yükünden yukarı doğru çıkmasıyla türbülans oluştuğu durumlarda tamamen parçalanabilen türbülanssız viskoz alt katmandır. Bunun üzerinde kesme gerilmelerinin yüksek olduğu ve girdapların üretildiği türbülans oluşturma alt katmanı vardır. Akış profilinin geri kalanı en yüksek akış hızlarına sahip olan dış veya çekirdek katmandır. Hareketli akışkan tarafından yatak yüküne bir kesme gerilmesi (Şekil 5.2b'de τ_o) uygulanır ve akışkan yoğunluğunun dere yatağının eğimine ve akış derinliğine bağlıdır. Kanal kesitindeki eğimli hız profili, akışkanın tabana karşı sürtünme direncinin sonucudur.

Su (veya hava içindeki) akış türleri kütle (çökel) taşınmasının karakterini ve verimliliğini tanımlar. Bir parçacık veya tanecik, akışkanın kendisinin hızı ve viskozitesinin yanı sıra boyutuna, şekline ve yoğunluğuna bağlı olarak bir akışkan içinde hareket edecektir. Suda bir parçacık herhangi bir anda üç yoldan biriyle hareket eder. En ağır parçacıklar (kayalar, çakıllar) yatak yükü (veya çekme hasırı) oluşturmak üzere kanal zemini boyunca yuvarlanır veya kayar. Orta büyüklükteki parçacıklar (kum) akımla birlikte etkili bir şekilde seker (saltolama olarak bilinen bir işlem). En ince veya en hafif malzeme (silt ve kil) ise akım tarafından süspansiyon halinde taşınır (Şekil 5.3a). Havadaki hareket türleri benzer olmakla birlikte, havanın suya göre daha düşük yoğunluğu ve viskozitesi, hareketleri daha güçlü olmasına rağmen hareket eden parçacıkların daha küçük olmasını zorunlu kılar (Şekil 5.3b).

Bir akarsu kanalında saltolama ve süspansiyon ile hareket eden parçacıkların türü, kısmen akışkan akışının yapısının bir fonksiyonu (Reynolds sayısı ile tanımlandığı gibi) olup, yatak yükü hareketi ise sınır tabakasındaki kesme gerilmesi ile ve parçacıkların kendi özellikleri ile belirlenir (Şekil 5.2b). Sıvı akışının (hidrodinamik) ve fiziksel kütle taşıma parametrelerinin



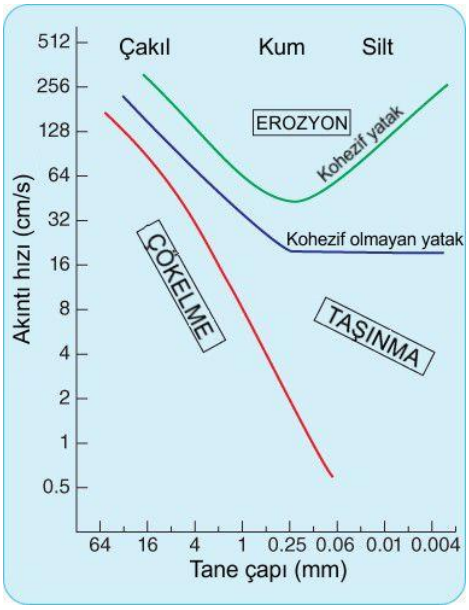
Şekil 5.3 (a) Suda ve (b) havada farklı çökel taşınım mekanizmalarının gösterimi (Allen, 1997'den).

birleştirilmesi ilk olarak Hjulström tarafından şematik olarak sunulan bir teknik olan sedimentasyon süreçlerinin yararlı yarı niceliksel gösterimini sağlamıştır (Şekil 5.4; Sundborg, 1956'dan). Bu diyagramda erozyon, taşınma veya çökelmenin gerçekleşeceği koşullar akış hızının ve tane büyüklüğünün bir fonksiyonu olarak gösterilir. Çökelme akış hızı azaldığında veya tanecik boyutu arttıkça (veya her ikisi) meydana gelir; bunlar plaser yataklarının oluşumuyla yakından ilişkili parametrelerdir.

5.2.2 Plaser Oluşumuna İlişkin Hidrolik Boylanma Mekanizmaları

Slingerland ve Smith (1986) boylanma mekanizmalarını aşağıdaki gibi dört türe ayırmıştır:

- Tanelerin serbest veya engellenmiş çökelmesi
- Tanelerin akan su vasıtasıyla granüler yatak yükünde sürüklenmesi
- Hareketli bir akışkan yatak içinde tanelerin makaslanması
- Akan su ile tanelerin farklı şekilde taşınması.



Şekil 5.4 Sedimenter süreçlerin hidrodinamik (akış hızı) ve fiziksel (tane boyutu) parametreler açısından nasıl değerlendirilebileceğini gösteren bir Hjulström diyagramı. Çökelmenin kritik koşullarının yanı sıra kohezif/kohezif olmayan kanal yataklarının geçerli olduğu iki durum için erozyon ve taşınmaya ait kritik koşullar gösterilmiştir (Sundborg, 1956'da Friedman vd., 1992).

5.2.2.1 Oturma

Mükemmel küresel bir parçacığın düşük Reynolds sayılı (türbülanssız) bir akışkanda çökelme hızı aşağıdaki şekilde ifade edilen Stokes Yasası kullanılarak belirlenebilir:

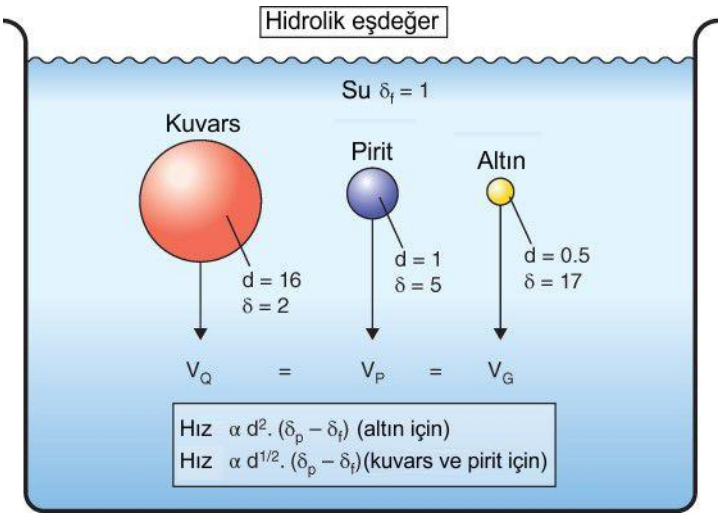
$$V = gd^2(\delta_p - \delta_f)/18\eta \qquad (5.2)$$

Burada V: Parçacık çökelme hızı, g: yerçekim ivmesi, d: partikül çapı, δ_p ve δ_f sırayla partikül ve akışkanın yoğunlukları ve η: akışkanın (moleküler) viskozitesidir.

Bu denklem aynı akışkan ortamdaki partikül çökelme hızlarının partikül çapları (kare) ve yoğunluklarla orantılı olduğunu gösterir. Şekil 5.5 Stokes Yasası açısından farklı boyutlardaki kuvars, pirit ve altın tanelerinin aynı hızda yerleşebileceğini göstermektedir. Bu durum *hidrolik* (veya *çökelme*) *eşdeğerliği* olarak adlandırılır. Bu da farklı boyut ve yoğunluktaki parçacıkların, konglomera gibi bir kaya oluşturmak üzere aynı sedimenter tabakada birlikte bulunabileceğini göstermektedir (Coetzee, 1965). Yerleşme denkliği bazen kaba bir sedimenter kayada küçük, ağır kırıntılı minerallerin daha büyük parçalanmalarla birlikte derişimini açıklamada kullanılır ise de, aslında plaser oluşumu sırasında gerçekleşen dinamik boylanma mekanizmalarının bir aşırı basitleştirilmesidir. Hidrolik eşdeğerlik yine de akışkan bir ortamda parçacık boyutu ve yoğunluk arasındaki ilişkileri nicelleştiren temel bir kavramdır.

Plaser oluşum sürecini basit Stokes yerleşmesiyle açıklamanın yetersiz olmasının birkaç nedeni vardır. Bunlar arasında nehir akışının genellikle türbülanslı olması (yüksek Reynolds sayısı), parçacıkların küresel olmaması ve parçacık boyutlarının Denklem (5.2)'deki ilişkiyi sürdürebilmek için ya çok büyük veya çok küçük olabilmesi yer almaktadır. Ek olarak, akışkandaki tanecik içeriği yüksekse (> %5), bu durumda çökelme artık engellenmez ve çökelme hızları tane-tane çarpışmaları ve mevcut ters akışla geciktirilir.

Türbülanslı akışın rastgele duraysızlığı, parçacık çökelme hızlarını tahmin etmeyi neredeyse imkânsız kılar ve bu durumu simüle etme konusunda tamamen tatmin edici bir model yoktur (Slingerland ve Smith, 1986). Aynı şekilde, parçacık şekli de çökelme hızını önemli ölçüde etkiler. Örneğin, levhaması bir biyotit tanesi eşdeğer çaptaki bir kuvars tanesinden 4 ila 12 kat daha yavaş çökelecektir. Büyük tanelerin bir akışkan içindeki sürükleme katsayıları da büyüktür ve buna göre çökelme hızları çapın karesine [Eşitlik (5.2)] değil, karekköküne (Şekil 5.5) bağlı olarak değişir. Bu nedenle, küçük taneler büyük tanelerden çok



Şekil 5.5 Stokes Yasası'na göre çöken parçacıklar için hidrolik eşdeğerlik ilkesini gösteren çizim. Kuvars, pirit ve altının gösterildiği gibi yarıçapları ve yoğunlukları ile çökelme hızları aynıdır. Bu da çalkantılı olmayan bir su kolonundan aynı sedimenter tabakada çökeleceklerini gösterir.

daha etkili bir şekilde çökelme yoluyla boylanırlar. Şekil 5.5'teki hidrolik eşdeğerliği yansıtan parçacık çaplarının oranları (kuvars:pirit:altın yaklaşık 32:2:1) Witwatersrand Havzası gibi altın içeren bir konglomerada beklenebilecek oran ile makul ölçüde tutarlı gibi görünse de, altının çapı bu yataklardaki altın tipik olarak Stokes tipi çökelme ile açıklanamayacak kadar küçüktür. Bu nedenle, Witwatersrand altının bu kırıntılı bileşeni için başka bir yoğunlaşma mekanizmasının (örneğin taşınmanın, aşağıya bakınız) etkili olmuş olması muhtemeldir (Frimmel ve Minter, 2002).

Doğada partikül çökelmesi onu etkileyebilecek çok çeşitli değişkenler nedeniyle ölçülmesi zor bir parametredir. Farklı şekillerden kaynaklanan sürtünme direncini hesaba katan parçacık çökelme hızının daha gerçekçi bir ifadesi aşağıdaki gibi verilmiştir (Slingerland ve Smith, 1986):

$$V = [4(\delta_p - \delta_f)gd/3\delta_f C_d]^{0,5} \quad (5.3)$$

Burada V: Parçacık çökelme hızı, g: yerçekim ivmesi, d: partikül çapı, δ_p ve δ_f sırayla partikül ve akışkanın yoğunlukları ve C_d: sürükleme katsayısıdır ve 24/Reynolds sayısı olarak tanımlanır.

Çökelme plaser yataklarının oluşumunda bir rol oynamakla birlikte, tek başına bu yatakların oluşum süreçlerini anlamada pek fazla işe yaramaz. Hidrolik eşdeğerlik durumunun varlığı dinamik nehir veya sahil sistemlerinde ağır kırıntı minerallerinin nasıl sınıflandırıldığını veya yoğunlaştığını açıklamaz. Hidrolik eşdeğerlik eşit çökelme hızlarının bir koşulunu tanımlar ve daha iri taneli çökellerde (konglomera) ağır minerallerin düzensiz birikimini açıklar. Aksine, çökelme hızları eşit değilse ve akan bir sistemde (mesela bir nehirde) çökelme meydana gelirse, ağır mineraller boyut ve yoğunluğun sonucu olarak akış aşağı yönde yanal olarak boylanırlar (aşağıdaki taşıma sınıflandırmasına ilişkin bölüme bakınız). Her durumda, plaser oluşumunda baskın rol oynayan, akışkan ortamın hareketi veya akışıdır.

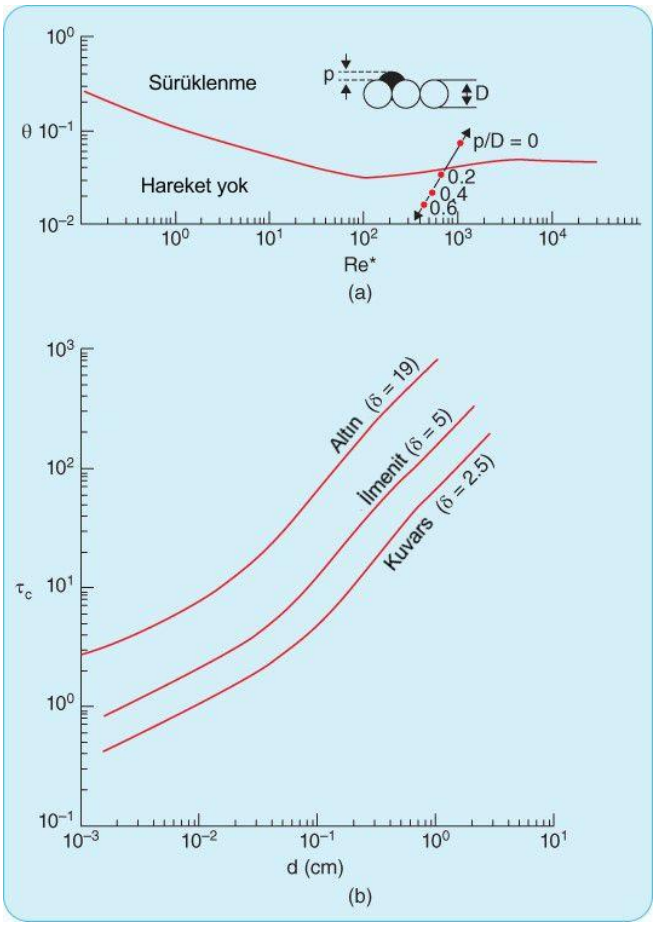
5.2.2.2 Sürüklenme

Sürüklenme boylanması yatak yükü partikülleri ile temas halindeki bir akışkanın, bu yataktan belirli tanecikleri yerinden çıkarma ve onları daha aşağı yönde hareket ettirme yeteneğini ifade eder. Çökelmede olduğu gibi, sıvı dinamiği çalışanlar hidrolik/akış koşulları parçacık boyutu, şekil ve yoğunluk gibi değişkenler açısından sürüklenme kriterlerini ölçmede önemli çabalar harcanmıştır. Şekil 5.2b'de gösterilen kanal kesitinde yatak yüküne etki eden bir akışkan kuvveti kavramı (τ_o, sınır kesme gerilmesi olarak adlandırılır) görülmektedir. τ_o'ın parçacık hareket etmeye başlamadan önce herhangi bir parçacığı yerinde tutan kuvvetleri (yani boyut, kütle, şekil, sürtünme) aşması gerektiği açıktır. Herhangi bir parçacığın hareketini başlatmak için gereken kritik kayma gerilmesi Shields sürükleme fonksiyonu veya basitçe Shields parametresi (θ) olarak bilinir. Bunun ayrıntılı bir açıklaması ve türetilmesi Slingerland ve Smith (1986)'da verilmiştir. Shields parametresi şu şekilde ifade edilir:

$$\theta = \tau_c/[(\delta_p - \delta_f)gd] \quad (5.4)$$

Burada θ: Boyutsuz Shields parametresi, g: yerçekim ivmesi, d: partikül çapı, δ_p ve δ_f sırayla partikül ve akışkanın yoğunlukları ve τ_c: kritik sınır kesme gerilmesidir.

Nispeten basit durumlarda Shields kriterinin bir kanaldaki yatak yükü partiküllerinin hareketini oldukça iyi bir şekilde simüle ettiği gösterilebilir. Şekil 5.6a bir partikülün kanalda sürüklenmesi ile tanenin hareket etmemesi arasında ayrım yapan kritik koşullar görülmektedir. Tek tip bir yatak yükü için baskın kontrol partikül boyutudur ve örneğin kum, çakıldan daha düşük bir sürüklenme eşiğine sahip olacaktır. Yine de, tekdüze bir yatak yükü nadiren geçerlidir ve sürüklenmenin sınıflandırılmasını zorlaştıran birçok faktör vardır. Yatak yükü pürüzlülüğü veya başka bir deyişle, bir parçacığın yataktan ne kadar çıkıntılı olduğunun sürüklenme eşiği üzerinde açık bir etkisi söz konusudur. Şekil



Şekil 5.6 (a) Shields parametresi [Denklem (5.6)'da tanımlanmıştı] ve tanenin Reynolds sayısı (Re* veya tek bir parçacığa ait olduğu için Reynolds sayısı) cinsinden tekdüze bir yatak yükü içindeki bir tane için sürüklenme ve hareketsizlik arasındaki eşik koşullarını gösteren diyagram. Bir parçacığın yatak tabanının üzerindeki çıkıntısını artırmanın etkileri (yani p/D oranını arttırma), sürüklenme eşiğini kaydırma etkisine sahip olacaktır. Bir parçacık yatağın üzerine ne kadar fazla çıkarsa sürüklenmesi o kadar kolay olacaktır. (b) Tane yoğunluğunun (δ) kritik sınır kayma gerilmesi (τ_c) üzerindeki etkilerini gösteren diyagram. Daha yoğun parçacıkları sürüklemek için daha büyük kayma gerilmeleri gereklidir (ayrıntılar Slingerland ve Smith, 1986 ve Reid ve Frostick, 1994'den).

5.6a'da bu değişken p/D oranı ile gösterilmiş ve nicelleştirilmiştir. Bu değerdeki bir artış, tanelerin dışarıya doğru çıkıntı yapmasını ifade eder ve bunun, sürüklenme eşiğini düşürme mantıksal etkisine sahip olduğu görülebilir. Sürükleme sınıflamasını karmaşıklaştıran diğer faktörler arasında tane şekli (küresellik, sürüklenmeyi kolaylaştırma eğilimindedir), yatak konsolidasyonu ve herhangi bir belirli yatak yükünde tane boyutu aralığıdır. İkinci nokta, çökelin büyük ve küçük tanelerden oluşan iki modlu bir topluluktan oluştuğu durumda özellikle önemlidir. Bu durumda küçük taneler nispeten hafif olsalar bile sürüklenmeyeceklerdir. Çünkü, çok daha büyük parçacıklar içinde hızla hapsolurlar ve artık sürüklenemezler.

Sürüklenmenin boylanma ve plaser birikimi üzerindeki etkileri şekil 5.6b'de verilmiştir. Bu diyagramda (Shileds diyagramına benzemekle birlikte θ'nın τ_c ile ve Re*'in de tane çapıyla yer değiştirdiği) sürüklenme için kritik sınır kesme gerilmesi tane yoğunluğunun bir fonksiyonu olarak artar. Bu da diğer tüm faktörlerin eşit olduğu durumlarda tekdüze büyüklükte bir yatak için daha hafif partiküllerin daha düşük kesme gerilmelerinde etkili bir şekilde sürükleneceğini ve bu nedenle, daha ağır partiküllerin kalıntı derişimini bırakarak uzaklaşacağını gösterir. Bu nedenle, kuvarsı bir akıntının yatak yükünden sürüklemek ve geride bir plaser birikintisi olarak korunabilecek ağır minerallerin kalıntı birikimini bırakmak oldukça uygundur. Akarsu ortamında veya

çapraz tabaka ön setlerinde ağır minerallerin ince laminaları bu tür boylanma işleminin sonucu olabilir. Sürüklenme süreçleri aynı zamanda rüzgârla savrulmuş sedimentasyon ve sınıflandırma için de geçerli ise de, kritik eşiklerin büyüklüğü ve sürüklenen parçacıkların boyutu ve yoğunluğu eoliyen ortamda oldukça farklı olacaktır.

5.2.2.3 Makaslama Boylanması

Tanelerin makaslanarak boylanması sadece akışkanın gerçekleştiği bir yataktaki asılı partiküllerin konsantre akışına uygulanan bir işlemdir. Askıdaki parçacıkların yoğun granüler bir ortamda hareketi sırasında tane çarpışmaları, makaslama düzlemine dik olan net bir kuvvet yaratır ve taneleri serbest yüzeye doğru (yani yukarı doğru) dağıtır. Tersine, aynı akış horizonu içindeki büyük tanelerde dağılma basıncı daha yüksek olup, bu taneler daha küçük ve daha hafif parçacıklara göre yukarı doğru hareket ederler. Aynı etki daha küçük tanelerin basitçe büyük olanlar arasına düştüğü kinetik eleme olarak bilinen bir kavram açısından rasyonelleştirilebilir (Slingerland, 1984).

Karışık boyutlardan ve yoğunluklardan oluşan sediment yığınları için makaslama boylanması etkileri Sallenger (1979) tarafından nicelleştirilmiştir. Bu araştırmacı aynı horizonda durağan haldeki, yoğunluğu (δ) farklı iki tanenin göreceli boyutlarının (d) aşağıdaki formül ile belirlenebileceğini göstermiştir:

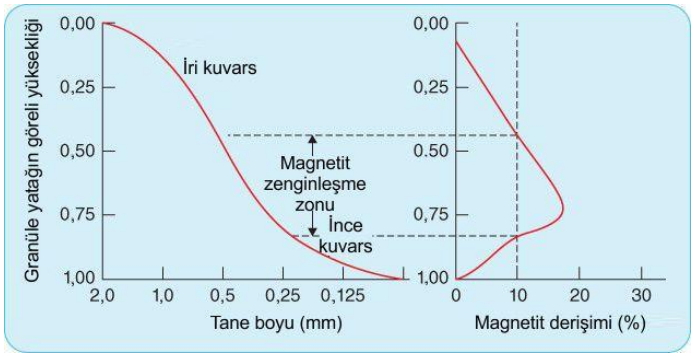
$$d_h = d_l(\delta_l/\delta_h)^{0,5} \qquad (5.5)$$

Burada d_h ve d_l ağır ve hafif fraksiyonların çapları ve δ_h ve δ_l de sırayla ağır ve hafif partiküllerin yoğunluklarıdır.

90:10 oranında kuvars ve manyetit içeren konsantre granüler bir karışımda makaslama boylanması şekil 5.7'de sunulmuştur. Yüzeyden 0,75 ile 0,5 birim arasındaki nispi yükseklikte ufuk çizgisinin, ilk konsantrasyonun iki katına kadar manyetit konsantrasyonları içerdiği görülmektedir. Bu nedenle mekanizma, sedimenter katmanların üst seviyelerindeki ağır mineral konsantrasyonlarını açıklayacak ve ters derecelenmeli partikül konsantrasyonlarını da açıklayabilecek birkaç süreçten biridir. Makaslama boylanması, kumsal dalgalanma bölgeleri ve rüzgarla ilgili kumul oluşumu gibi konsantre askıda parçacık yükleri için geçerlidir. İşlem, bu ortamlarda Ti-Zr-Th siyah kum plaserlerinin konsantrasyonuna uygulanabilir.

5.2.2.4 Taşınma Boylanması

Taşınma yoluyla boylanma, plaser yatakların oluştuğu en geniş çevresel koşullara en uygun ve en önemli boylanma sürecidir.



Şekil 5.7 90:10 oranında kuvars ve manyetit içeren bir makaslama boylanmalı granüler dispersiyondaki kuvars tane boyutu ve manyetit konsantrasyonları. Granül yatağın nispi derinliği ordinat üzerindedir. Orijinal manyetit derişimi (%10) dikey kesikli çizgi olarak gösterilmiştir (Slingerland, 1984'den).

Taşınma boylanmasının nicel olarak belirlenmesi zor ise de, kavramsal olarak basitçe akışkan bir ortamda parçacıkların hareketi sırasında var olan farklı taşıma hızlarıyla ilgilidir. Hem sürüklenmeyle belirlenen yatak yükünde hem de çökelme ve makaslama boylanması ile belirlenen süspansiyondaki tanelerin değişen hızları gibi iki belirgin bileşen içermesinden dolayı karmaşıktır.

Çökelmeyle ilgili önceki açıklamalarda kavram sadece engellenmemiş, türbülanssız akış bağlamında ele almış ve plaser oluşum süreçlerinin dinamiklerini anlamada kullanımının sınırlı olduğu vurgulanmıştır. Bununla birlikte, askıda boylanma kavramı önceki bölümdeki oldukça basit değerlendirmelerin bir devamı olup, türbülanslı bir kanal akış sisteminde çökelme hızları farklı tanelerin yatak üzerinde farklı seviyelere fraksiyonlaşmasına atıfta bulunur. Akıntı yönünde çökelmenin ardından bu şekilde boylanan sedimentler önemli miktarda ağır mineral zenginleşmesine neden olabilir. Taşınma boylanmasının belirlenmesine katkıda bulunan iki bileşenden biri olduğundan, daha önce tartışılmayan bu konu bu alt bölümde ele alınmıştır.

Kanal akış sisteminin herhangi bir noktasında bir arada bulunan ağır (h) ve hafif (l) parçacıkların derişimleri Slingerland (1984) tarafından türetilen denklemle ölçülebilir:

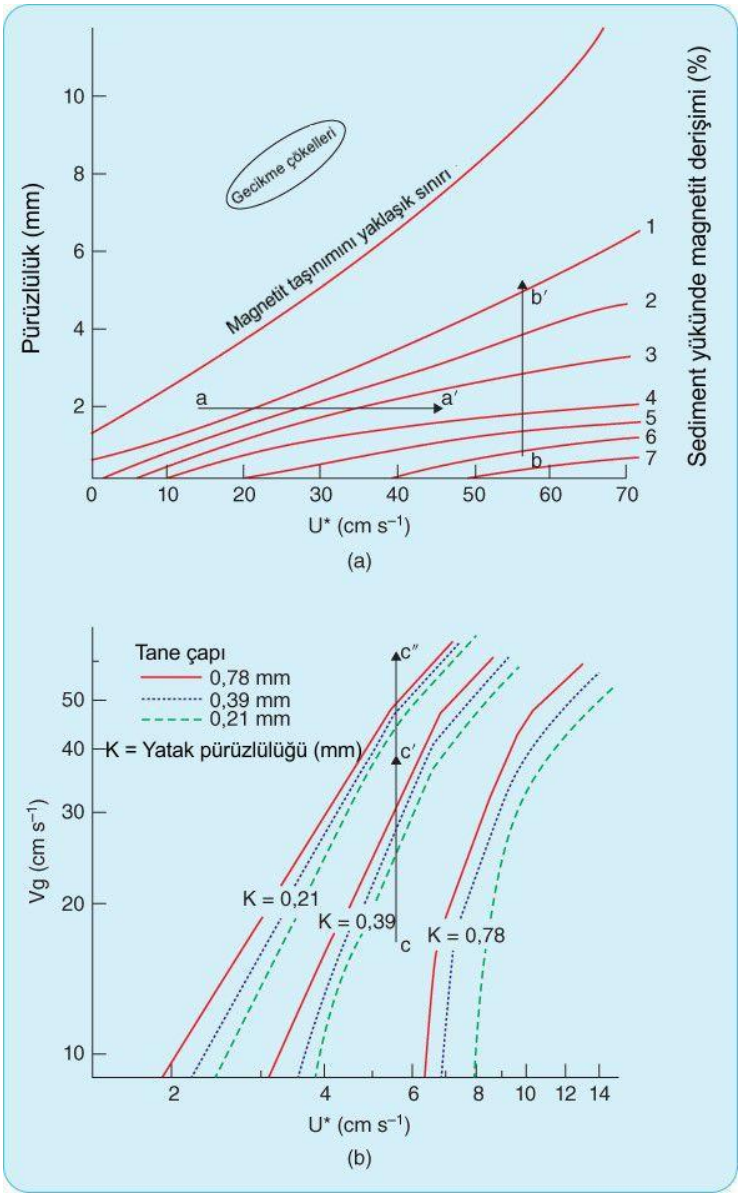
$$(C/C_a)_h = (C/C_a)_l^{V_h/V_l} \quad (5.6)$$

Burada, C: Kanal akışında belirli bir seviyedeki derişim, C_a: bir referans derişim ve V_h ile V_l de sırayla ağır ve hafif parçacıkların çökelme hızlarıdır.

Yukarıdaki denklem çalkantılı akan bir kanaldaki parçacıkların, çökelme hızlarına göre dikey olarak sıralanacağını öngörür. Stokes Yasası'na göre bu hızlar, parçacıkların göreli boyutları ve yoğunlukları tarafından belirlenir. Kavram, taşınma boylanması için önemlidir. Çünkü, askıda boylanmanın etkileri, hidrolik olarak eşdeğer bir mineralin olası zenginleşmesi ile belirli bir tortu horizonunun çökelmesi gerçekleştiğinde akış aşağı yönüyle ilgilidir. Askıda boylanmanın sonuçlarının, konsantre bir akışkan yatak içinde makaslama boylanması ile elde edilenlere aykırı olduğuna dikkat ediniz.

Taşınma boylanmasının diğer bileşeni yatak yükünün hareketi ile ilgili olup, daha önce sürüklenme ile ilgili alt bölümde tartışılmıştır. Yatakta duran bir parçacığın sürüklenme eşiği Shields parametresi [Denklem (5.4)] tarafından belirlenmekle birlikte, yatak pürüzlülüğünden de büyük ölçüde etkilenir. Sonuç olarak, yatak pürüzlülüğü arttıkça çökel taşınma hızlarının düşmesi beklenir. Slingerland (1984) 90:10 oranında kuvars ve manyetit içeren bir ilk çökeltiyi ve sırasıyla yaklaşık 0,4 ve 0,2 mm'lik ortalama tane çaplarını kullanarak taşınma boylanma işlemlerini modellemiştir. Sonuçlar, belirli bir makaslama hızı için (Şekil 5.2b'de gösterildiği gibi, sınır kesme gerilmesinin başka bir ölçüsü) tüm kuvars ve manyetit boyutlarının, yatak pürüzlülüğü arttıkça taşıma hızında bir azalma sergilediğini doğrulamaktadır. Ek olarak ve şekil 5.8a'da gösterildiği gibi, hareketli tortu yükündeki manyetit oranı, belirli bir yatak pürüzlülüğü için kesme hızının doğrudan bir fonksiyonu olarak artar (eğilim a–a′), ancak belirli kayma hızı için yatak pürüzlülüğünün bir fonksiyonu olarak azalır (eğilim b–b′).

Taşınma boylanmasının etkileri tortu taşınmasının basitleştirilmiş, ölçeklendirilmiş parametreler kullanılarak benzeştirildiği bir kanalda deneysel olarak da gösterilmiştir. Şekil 5.8b'de herhangi bir parçacık boyutu ve yatak pürüzlülüğü için taşıma hızı ile kesme hızı arasında pozitif bir ilişki olduğu görülmektedir. Bununla birlikte, herhangi bir yatak pürüzlülüğü (K) ölçüsü için daha büyük taneler küçük tanelerden daha hızlı hareket ederler. Bu da daha küçük tanelerin pürüzlü bir yatak üzerinde ilerlerken hapsolma ve koruma nedeniyle daha zor hareket etmesi gerçeğiyle açıklanır. Bu nedenle, herhangi bir kesme hızı ve yatak pürüzlülüğü için en büyük taneler en hızlı taşınma hızlarına sahiptir (Şekil 5.8b'de c-c′-c″ eğilimi). Tersine, belirli bir kesme hızı için en yavaş taşıma hızları en kaba yatak (Şekil 5.8b'de K=0,78) üzerinde hareket eden en küçük parçacıkların (yani bu özel deneyde)



Şekil 5.8 (a) Taşınma boylanmasının etkilerini yatak pürüzlülüğü (yataktan milimetre olarak çıkıntı yapan kırıntıların yüksekliği ile ölçülür) ve kesme hızı U* açısından gösteren bilgisayar simülasyonu. Grafik, manyetitin taşınması için yaklaşık sınırı ve tortu yükündeki manyetit derişimlerini (%) gösterir. Yatakta maksimum manyetit zenginleşmesi (yani bir gecikme birikintisinin oluşumu) düşük kesme hızı ve yüksek yatak pürüzlülüğü koşulları altında bu sınırın üzerinde gerçekleşecektir (Slingerland, 1984'den). (b) Kesme hızının (U*) yatak pürüzlülüğünün ve tane çapının tane taşıma hızları (Vg) üzerindeki etkilerini gösteren bir kanal deneyinin sonuçları (Meland ve Norman, 1966'dan).

0,21 mm) bir özelliğidir. Açıkçası, taşınma boylanması bir kanal akış sisteminin bir bölümünden diğerine oldukça farklı sonuçlara sahip olabilen karmaşık bir süreçtir. Herhangi bir anda çökelen bir tortu tabakası kesme hızının ve yatak pürüzlülüğüne göre ağır ve hafif parçacıkların boyutlarının kombinasyonu, sürüklenmeye karşı hafiflerse, ağır minerallerde zenginleşmeye uğrayabilir ve böylece bir gecikme birikintisinin oluşmasına neden olur. Öte yandan, aynı parçacıklar daha sonra farklı bir akış rejimi altında tortu yüküne dahil edilirlerse, tamamen farklı bir aşağı akış konumda ağır mineral zenginleşmesine neden

olacak şekilde askıda boylanmaya maruz kalabilirler.

5.2.3 Boylanma İlkelerinin Plaser Yataklarına Uygulanması

Tane boylanma mekanizmalarıyla ağır minerallerin zenginleşmesi tabakalar arası ön setlerdeki tek taneli laminalardan alüvyal yelpaze veya sahil sistemi gibi belirli bir çökelme ortamında birikmiş büyük bölgesel ölçekli derişimlere kadar doğadaki tüm ölçeklerde gerçekleşir. Küçük ölçekli sistemlerin yukarıda tartışılan mekanizmalardan sadece biri açısından daha kolay açıklanabileceğini ve bölgesel sistemlerin, birlikte hareket eden çeşitli mekanizmaları içeren daha karmaşık olduğunu öne sürmek caziptir. Ancak, bu mantık geçerli değildir ve küçük ölçekli sistemler bile karmaşık etkileşimlerin bir ürünü olabilir. Aşağıdaki örnekler boylanma mekanizmalarının farklı çökelme ölçeklerine uygulanmasını göstermektedir.

5.2.3.1 Küçük Ölçek

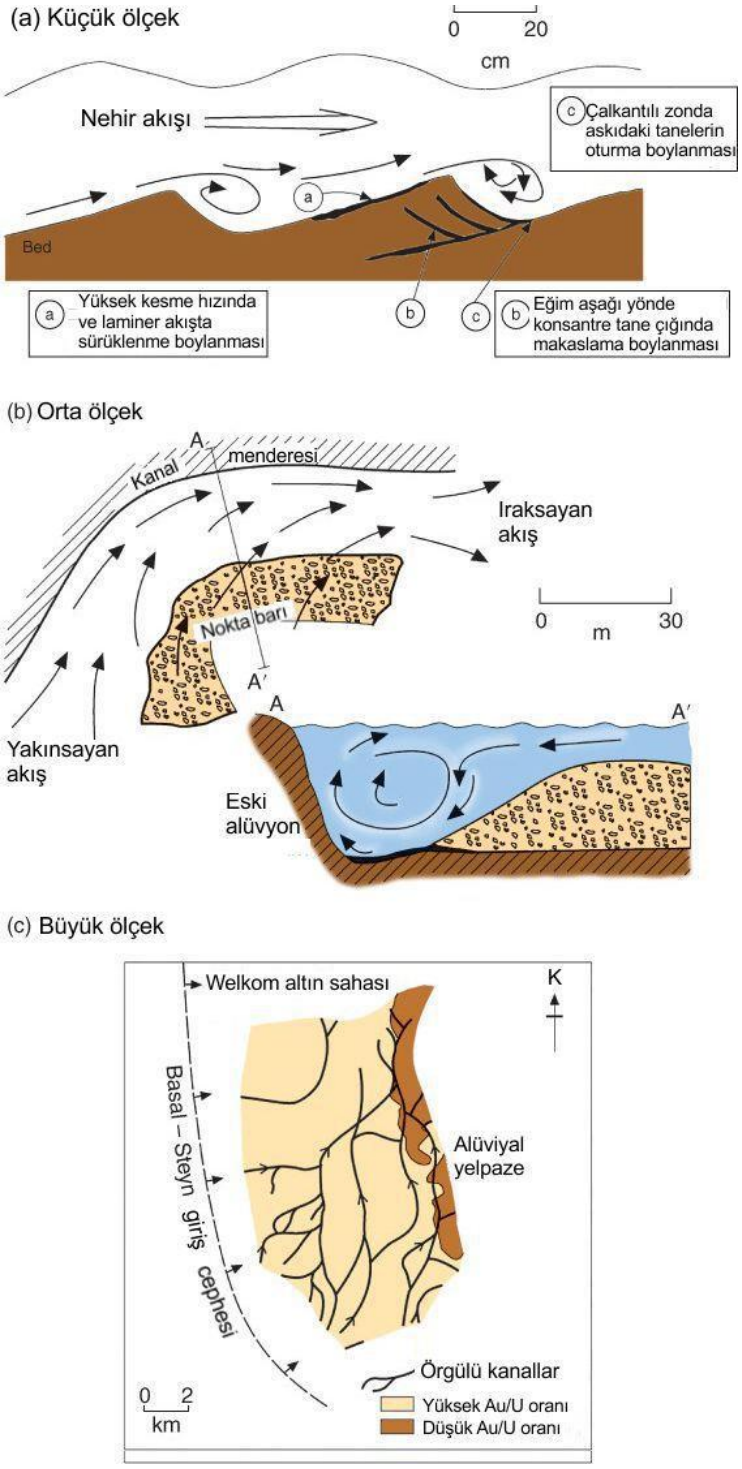
Küçük ölçekte ağır mineral Küçük ölçekte ağır mineral derişiminin bir örneği olarak, bir akarsu yatağı boyunca hareket eden bir kumul veya dalganın (ripıl) içinde ve çevresinde tane boylanma mekanizmaları şekil 5.9a'da sunulmuştur. Kumul tepesi Shields faktörünü artıran ve daha büyük, daha hafif tanelerin ve daha küçük, daha ağır partiküllerin kalıntı derişimini destekleyen yüksek kesme hızları ve türbülanssız akış ile karakterize edilir. Öte yandan, kumul ön setinin ilerleyen kumulun eğimi aşağı yüksek derişimli tane çığlarından makaslama boylanması yoluyla ağır mineral derişimleri alması muhtemeldir. Kumulun önünde oluşan çukur veya oyuk yerel olarak türbülanslı bir mikro ortamda boylanma yaparak ağır tane derişimleri alması muhtemeldir. Bu nedenle, nehir veya kumsalla ilgili sedimentlerdeki kumul ve dalgalanma özelliklerinde ve çevresinde sıklıkla görülen küçük ölçekli ağır mineral derişimlerine bile birkaç boylanma mekanizmasının uygulandığı açıktır.

5.2.3.2 Orta Ölçek

Orta ölçekte bir ağır mineral zenginleştirmesine örnek olarak, menderesli bir nehir kanalının dışbükey seddesi boyunca dirsek seddelerinin gelişmesi verilebilir. Bu tür alanlar kassiterit veya altın gibi minerallerin birikimlerini çıkarmak için nehir kanallarını tarayan madenciler tarafından iyi bilinmektedir. Güney Afrika'daki Orange Nehri boyunca menderesli nehir kanalları plaser elmasların işletilmesi sırasında da ana hedeflerdir (bkz. Kutu 5.1). Şekil 5.9b'de bir menderes kanalında bir dirsek seddesinin yığışımı ve bunun erozyona maruz kalan karşıt içbükey seddeye doğru göçüyle ilişkili geometri ve akış modelleri görülmektedir. Aslında ağır mineral zenginleşmeleri kanalın tabanı boyunca aşınmış oyuklarda oluşur. Taşınma boylanmasının her iki bileşeni de zenginleştirme sürecine, yani farklı akış yönelimlerinin yakınsamasıyla oluşturulan yüksek türbülanslı ortamda tanelerin çökelmesine ve sürüklenmeye katkıda bulunuyor gibi görünmektedir. Çünkü, kesme gerilmeleri yatak yükünün çoğu için eşik değerlerin üzerindedir. Bu nedenle, taşınma boylanması daha sonra dirsek seddesi çökeltisi birikmiş ağır mineraller üzerinde hareket ederken korunan plaser birikmeleri ile sonuçlanır. Bu işlem Witwatersrand havzasının akarsu yelpaze deltalarında oluşan dirsek seddelerinde altın ve uraninit zenginleşmelerine uygulanmıştır (Smith ve Minter, 1980).

5.2.3.3 Büyük Ölçek

Güney Afrika Witwatersrand havzasındaki Welkom altın sahasında deltasal yelpaze konglomeralarından onlarca kilometrekarelik alanlardaki ağır minerallerin büyük ölçekli boylanması tanımlanmıştır (Minter, 1978). Şekil 5.9c'de sediment giriş noktası ve yelpaze delta kompleksi üzerindeki ana akarsu örgü kanallarına göre bileşik Bazal-Steyn plaserindeki altın ve uranitin (Au/U oranı ile temsil edilen) görece dağılımları görülmektedir.



Şekil 5.9 Çeşitli ölçeklerde ve farklı tortul ortamlarda ağır mineral boylanma süreçleri : (a) Bir dere yatağı boyunca oluşan kumullar ve dalgacıklarla ilişkili laminalar boyunca küçük bir ölçekte (Slingerland, 1984'den). (b) Bir kıvrımlı kanalın dışbükey seti boyunca oluşan bir yığılma noktası seddesindeki bir orta ölçekte (Smith ve Beukes, 1983'den). (c) Welkom goldfield, Witwatersrand Basin gibi büyük örgülü, alüvyonlu bir yelpaze kompleksi üzerinde büyük ölçekte (Minter, 1978'den).

Giriş noktasına yakın kanal dolgusu ve uzunlamasına seddeler çapı 20-40 mm aralığında maksimum kırıntı boyutları ile iri çakıllı konglomera içerir. Buna karşılık, içerilen altın parçacıkları çok daha incedir ve boyut olarak yaklaşık 0,5 ila 0,005 mm arasında değişir. Yelpaze deltasının akış aşağısı birkaç kilometre daha az derin kanallı kuvars-arenitten oluşmuştur. Au/U oranı aşağı yönde azalır ve bu, altının azalması ve paleo-yamaç boyunca uraninit içeriğindeki artışın bir sonucudur (Minter, 1978). Bu durum daha az yoğun uraninitin uzak kısımlarda daha etkin bir şekilde yoğunlaşmasıyla, yelpazenin daha yakın yerlerinde net altının birikmesine neden olan taşınma boylanmasını yansıttığı şeklinde yorumlanmıştır. Taşınma boylandırması yığın boyutlarının (ve dolayısıyla yatak pürüzlülüğünün) ve ayrıca kesme hızının aşağı doğru belirgin bir şekilde azalmasını sağlar. Uraninit taneleri altından önemli ölçüde daha büyük ve aynı zamanda daha hafiftir ve daha yüksek tane taşınma hızları sergileyecek ve bu nedenle yokuş aşağı daha büyük bir mesafeye taşınacaktır. Ek olarak, altın yelpaze delta kompleksinin proksimal, yüksek yatak pürüzlülüğü kısımları üzerinde daha zor taşınacak ve bu nedenle, uraninite kıyasla bu alanlarda daha etkin bir şekilde hapsolacaktır. Yanal olarak geniş alanlara yayılmış Witwatersrand plaserlerinin çoğu yelpaze delta komplekslerinin yavaşça bozuştuğu ve akışkan rejiminin geniş alanlarda tutarlı olduğu bölgesel, düşük eğim açılı, uyumsuz yüzeyleri temsil eder. Bu tür bir ortam, çok büyük plaser yataklarının oluşumu için mükemmel bir alanı temsil eder. Çünkü, önemli miktarda sediment, tutarlı bir taşınma boylanma mekanizmaları dizisine maruz kalabilir (Slingerland ve Smith, 1986; Carling ve Breakspear, 2006).

5.2.4 Plaj ve Eoliyen Ortamlarında Tortul Boylanmasına Dair Bir Not

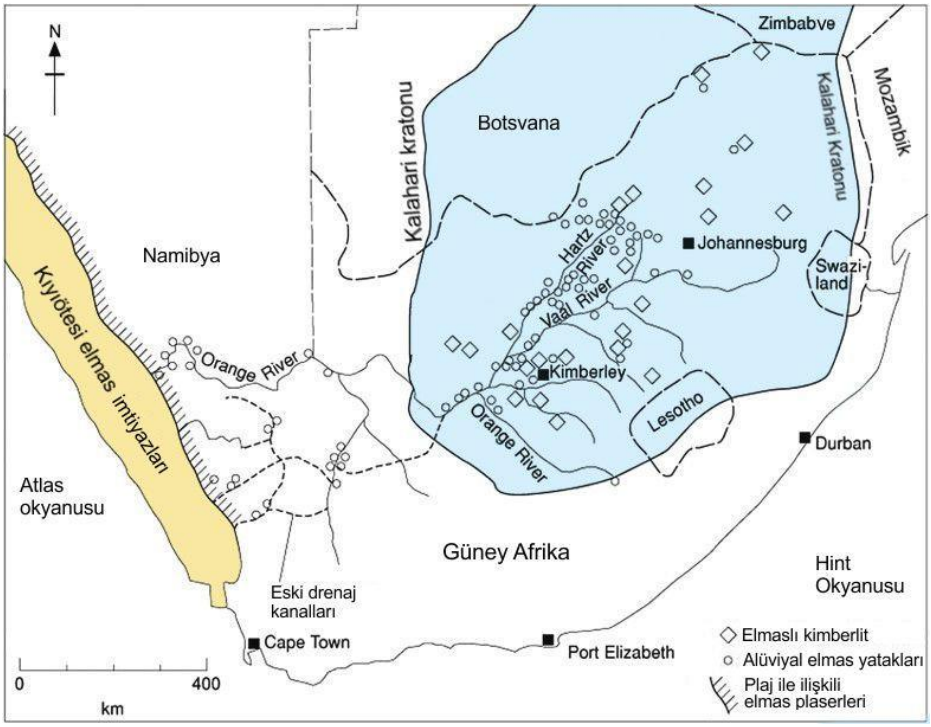
Önceki tartışmaların çoğu tek yönlü su akışıyla ilgili süreçler için geçerlidir ve bu nedenle esas olarak akarsu ortamlarıyla ilgilidir. Bununla birlikte, daha önce de belirtildiği gibi, birçok önemli plaser yatağı sediment boylanmasının büyük ölçüde dalga dinamiği ve gelgit dalgalanmaları tarafından kontrol edildiği kıyı ortamlarında çökelen sedimentlerle ilgilidir (Force, 1991*b*). Bu tür ortamlarda boylanma süreçlerinin rüzgârdan etkilenmesi ve ikincisinin su kaynaklı çökelti dağılım modelleriyle etkileşime girmesi de mümkündür. Aslında, Güney Afrika'daki Richard's Bay gibi bazı sahillerle ilişkili "kara kum" (Ti-Zr) plaser yataklarındaki ağır mineral konsantrasyonları, hem sahil hem de rüzgârla ilgili boylanma süreçlerinin olası bir ürünüdür. Bu alt bölümde bu tür ortamlarda yer alan fiziksel süreçler kısaca ele alınmış ve akarsu sistemi ile karşılaştırıldığında ortaya çıkan bazı farklılıklara vurgu yapılmıştır.

Kutu 5.1 Plaser Süreçleri: Orange River, Güney Afrika'daki Alüvyal Elmas Yatakları

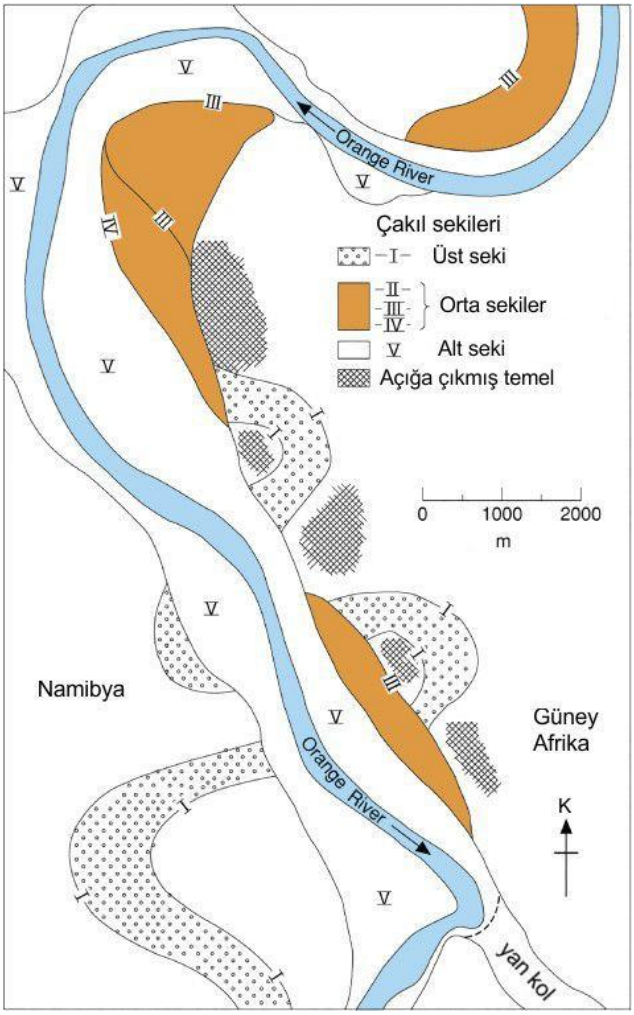
Elmas bilinen en sert doğal maddedir. Yüksek kaliteli elmaslar (yani berraklık, renk ve kusur olmamasına dayalı) kuyumculuk sektöründe kullanılırken, kusurlu ve zayıf kristalli taşlar çok çeşitli kesme aletlerinde aşındırıcı olarak kullanılır. Elmasın özgül ağırlığı (3,5) ve sertliği hem akarsu hem de denizel plaser yataklarında diğer ağır minerallerle birlikte yoğunlaşmasını sağlar. Tarih boyunca Hindistan alüvyal kaynaklardan elmas üreten tek ülke olmuştur. Ancak, 1860'larda Güney Afrika'da, özellikle Orange River ve kollarının çakıllarında elmaslar keşfedilmiştir. Bu keşifler Kimberley kasabası çevresinde birincil kimberlitik elmas kaynağının ve ardından 1908'de Güney Afrika'nın batı kıyısı boyunca uzanan büyük sahil yerlerinin keşfedilmesine yol açmıştır (Şekil 5.1.1).

Güney Afrika ve Namibya'nın alüvyon ve sahil elmas plaserleri, Senozoik zamanlarda Kalahari Kratonu'ndaki kimberlitlerin şiddetli erozyonunun ürünüdür. Elmaslı kimberlitin erozyonu, elmasları daha sonra Orange River drenaj sisteminin ve onun öncüllerinin havzasına yeniden dağıtılması için arazi yüzeyinde serbest bırakmıştır. Bu drenaj batıya doğru akar ve Güney Afrika-Namibya sınırındaki Alexander Körfezi-Oranjemund'dan güney Atlantik'e çıkar. Elmaslar mevcut nehir tarafından yanal olarak göç ederken veya aşağı doğru oyarken bıraktığı nehir çökellerinin korunmuş bölümlerini temsil eden çakıl teraslarında birikir (Lynn ve diğerleri, 1998). Elmaslar ayrıca okyanusa doğru sürüklenir ve uzun kıyı akıntıları tarafından yeniden dağıtılarak ya dalga tabanının altındaki çakıllarda ya da deniz seviyesindeki önceki dalgalanmaları yansıtan kalıntı plajlarda yoğunlaşır.

Orange River sisteminin (Vaal Nehri dâhil) üst kesimlerinde elmaslar (tercihen) iyi oluk ve dev kazanı kapan alanlarının oluşabileceği Ventersdorp lavları gibi nehirlerin dirençli ana kayaların üzerinden aktığı alanlarda yoğunlaşmıştır. Elmaslar bu tür kapanlarda kalıntı birikintileri olarak birikir. Daha az dirençli diğer mineraller aşınmaya uğradığından ve ana kayadaki düzensizliklerden daha kolay yıkandıklarından, bunların konsantrasyonu elmasın aşırı sertliği ile arttırılır (Lynn vd., 1998). Orange Nehri'nin daha aşağısında, daha olgun kesimlerinde bir dizi çakıl teras oluşmuştur (Şekil 5.1.2).



Şekil 5.1.1 Orange River drenaj sistemini Kalahari Craton'daki şiddetli erozyona uğramış kimberlitlerin dağılımını gösteren harita. Alüvyal elmas yataklarının büyük nehir kanalları ve paleo kanallar boyunca dağılımı ve ayrıca güney Afrika'nın batı kıyısı boyunca plaj plaserleri de gösterilmiştir (Lynn vd., 1998'den).



Şekil 5.1.2 Orange Nehri'nin alt kısımları boyunca Bloeddrift elmas madeninin yakınındaki çakıl terasların dağılımını gösteren harita (Van Wyk ve Pienaar, 1986'dan).

Bunlar düşük tenörlü büyük elmas yatakları içerir ve alt Miyosen'den üst Pleistosen'e kadar birikmiş olup, günümüz kanalına göre farklı kotlarda çökelmiştir (Van Wyk ve Pienaar, 1986). Her biri tanımlayıcı fosil fauna ve florasıyla ile özgün olan beş teras tanımlanabilir.

Orange Nehri'nin alt kesimlerindeki çakıllardan elde edilen elmaslar %97 mücevher kalitesine sahiptir. Çünkü, kusursuz elmaslar genel olarak mekanik taşıma ve aşınmanın zorluklarına karşı dayanıklıdır. Elmasların çoğu 0,85 ile 1,30 karat arasındadır. Ancak, bazen çok büyük taşlar (60-100 karat) da elde edilmektedir.

Teras çakıllarında elmas yoğunlaşmasının en önemli özelliği taban kayasının düzensizliğidir (Şekil 5.1.3). Büyük çukurların dalım havuzlarının ve taban kayası girintileri çakıllardaki tenör dağılımını etkileyen özelliklerdir. Çakıl profilinin en alt

bölümleri genellikle en yüksek tenörlüdür. Taban kayası çöküntüleri 100 ton cevherde 40 karattan fazla tenörle son derece verimli olabilir (Van Wyk ve Pienaar, 1986). Büyük teraslar genellikle daha yüksek tenörlüdür ve yukarı akış kısımlarında daha büyük taşlar içerirler. Bu da korumadan önce verimli yakalama ve boylanma mekanizmalarını kanıtlar.

Şekil 5.1.3
Düzensiz, oyuklu taban kayası üzerinde uyumsuz olarak çökelmiş paleo-Orange Nehir drenaj sistemiyle ilişkili elmas içeren çakıllar.

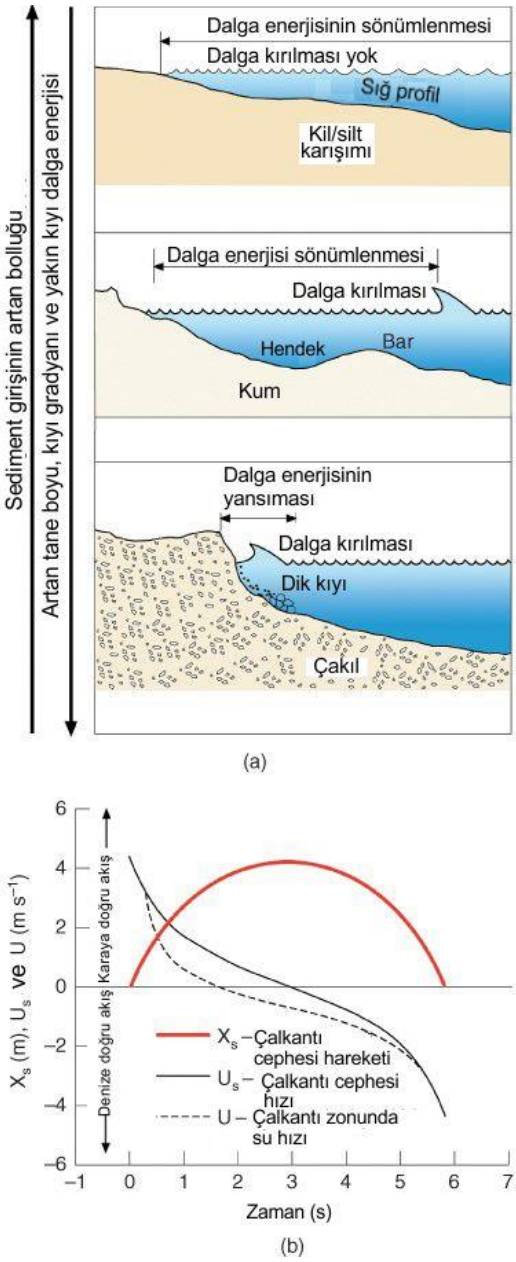


5.2.4.1 Plâjlar

Plaj ortamlarında tortuların boylanması kıyı şeridinde ve dik açılı süreçlerden (paralel ve dik açılarda kıyı şeridine toplu taşıma ile ilgili) kıyıda dalgaların "ileri ve geri" hareketine atfedilen eğim bölgesi ile ilgili özelliklere kadar çeşitli ölçeklerde gerçekleşir. Bu çeşitli süreçlerin ayrıntılı bir incelemesi Hardisty (1994) ve Allen (1997)'de sunulmuştur. Plajla ilgili plaser yatakları esas olarak çalkantı bölgesinde meydana gelen süreçlerle ilgili görünmektedir ve mevcut tartışmanın odaklanacağı konu bu ortamdır.

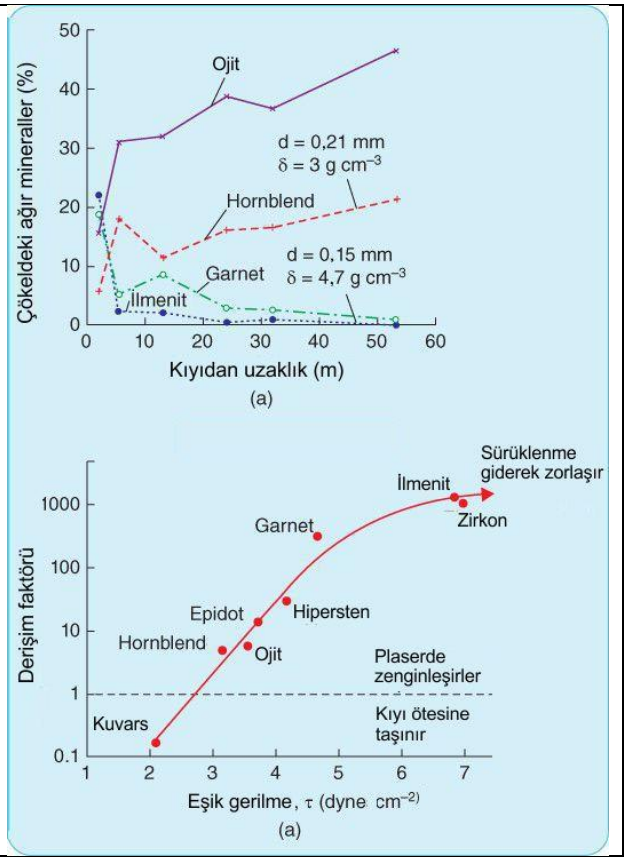
Okyanus dalgalarının kökeni ve doğası nicelleştirilebilir bir çalışma konusu olup, dalga hareketinin çökel tabaka şekilleri üzerindeki etkileri iyi anlaşılmıştır. Plajlar tortul kaynağı, dalga enerjisi ve kıyı şeridi eğimi arasındaki etkileşimi temsil ederler. Plajlardaki çökel transferi büyük ölçüde gelgitler ve akıntılardan etkilenirken, çökel sınıflamasına dalgalar ve çalkantı süreçleri hâkimdir. Şekil 5.10a'da düşük enerjili, çamur ve alüvyondan oluşan sığ gradyanlı bir plaj ile çakıl plajlarının çökeldiği dik, yüksek enerjili bir ortam arasındaki farkları vurgulayarak dalgaların hâkim olduğu kıyı şeridi türlerinin spektrumu görülmektedir. Ara bir durum, kum ağırlıklı plajların oluşma ihtimalinin yüksek olduğu ortamı yansıtır.

Bir plaser yatağının gelişip gelişmeyeceğini belirlemede plaj türü önemli olsa da, tek başına çevresel etmenlerin, plaj plaseri oluşumundaki baskın süreçleri açıklaması olası değildir. Bu alanda yapılan araştırmalar kaynak verimliliği ve sürüklenme süreçleri gibi faktörlerin daha önemli olduğunu göstermektedir (Komar ve Wang, 1984; Komar, 1989; Hughes vd., 2000). Kaynak verimliliği apaçık ortadadır ve bir plaser yatağının ilmenit-zirkon veya elmas konsantrasyonları içerip içermeyeceğini belirler. Aksine, bir sürüklenme bölgesinin akış dinamiklerinin değerlendirilmesi daha zordur. Bu süreçlerin bir kumsaldaki ağır mineral derişimine uygulanması Hughes vd. (2000) tarafından çalışılmıştır. Şekil 5.10b'de modellenen çalkantı dinamiklerinin bir örneği görülmekte; savak cephesinin hareketinin dalgalanma ve geri akış etrafında simetrik olduğu, ancak su hızının asimetrik olduğu, çünkü yerel akışın tersine çevrilmesi, ön nihai



Şekil 5.10 (a) Dalganın hakim olduğu plajların ve kıyı şeritlerinin doğasını kontrol eden faktörler (Reading ve Collinson, 1996'dan). (b) Kıyı şeridinde 0,5 m yüksekliğindeki bir dalgakıran için oluşturulan savak bölgesinin dinamiklerini gösteren matematiksel model (Hughes vd., 2000'den).

karaya doğru ilerlemesine ulaşmadan önce meydana geldiğini göstermektedir. Çalkalanma bölgesinin dinamikleri Avustralya'nın güneydoğusundaki sahil plaserlerindeki mineral boylanma mekanizmalarını değerlendirmek için kullanılmış ve ağır minerallerin derişiminde yerleşme ve sürüklenmenin önemli olmadığı gösterilmiştir. Çalkantı bölgeleri tipik olarak ağır minerallerin etkili bir şekilde çökelmesine izin verecek kadar derin olmadığından, çökelme azaltılır. Aynı şekilde, sürüklenme bir sınıflandırma mekanizması olarak etkisizdir; çünkü hakim olan büyük yatak kesme gerilmeleri minerallerin tümü olmasa da çoğunun, seçici sürüklenme olasılığı çok az veya hiç olmadan hareket halinde olacağı anlamına gelir (Hughes vd., 2000). Baskın süreç daha çok makaslama boylanması gibi görünmektedir. Burada konsantre bir tabaka akışında hareket eden büyük, yoğun taneler üzerine etki eden dağıtıcı (yukarı doğru) basınçlar daha küçük, daha az yoğun taneler için geçerli olanlardan daha büyüktür. ABD kıyı şeridi Oregon'ın ağır mineral plaserleri üzerinde yapılan bir çalışmada Komar ve Wang (1984) bir boylanma mekanizması olarak tane çökelmesini dikkate almamışlardır. Çünkü, hafif ve ağır mineral fraksiyonlarının çökelme hızlarının benzer olduğu gözlenmiştir. Avustralya'daki durumun aksine, bu çalışma seçici tane sürüklemesinin muhtemelen en verimli derişim süreci olduğunu ve ağır minerallerin dağılımında gözlenen yanal varyasyonları en iyi açıklayan yöntem olduğunu ortaya koymuştur. Şekil 5.11a'da mineral bileşenlerini yanal olarak sınıflandırabilen bir boylanma süreci gerektiren yerel bir özellik olan açık denizdeki mesafenin bir fonksiyonu olarak ağır minerallerin değişken dağılımı görülmektedir. Şekil 5.11b'de ise ölçülen derişim faktörlerinin bir sonucu olarak Oregon plaj plaserlerinde incelenen çeşitli mineraller için hesaplanan eşik gerilmeleri sunulmuş olup, en yoğun ve en küçük tanelerin en etkili şekilde konsantre olduğu görülmektedir. Bunun nedeni, büyük ölçüde bu tanelerin sürüklenmesinin en zor olması ve sonuç olarak, kalıntı şeklinde yakın kıyı ortamında yoğunlaşmış olmaları

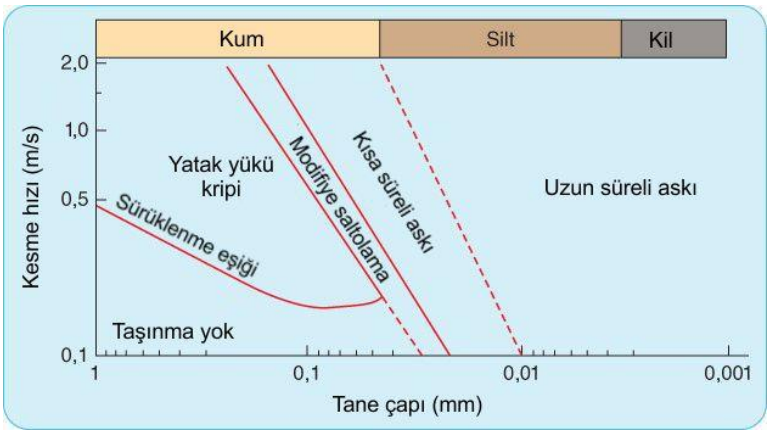


Şekil 5.11 (a) Açık denizdeki mesafenin bir fonksiyonu olarak Oregon'daki bir plaj sedimenti profili boyunca ağır mineral içeriklerindeki değişiklikleri gösteren grafik. (b) Bir Oregon plaj plaseri yatağında, yatağın oluşumu sırasında seçici sürüklenme süreçlerinin olasılığını gösteren, ana minerallerin hesaplanan eşik geriliminin bir fonksiyonu olarak derişim faktörleri grafiği (Komar ve Wang, 1984'den).

olabilir. Avustralya kıyı şeridinde oluşanlar değil Oregon plaserleri için geçerli gibi görünmesi, muhtemelen Avustralya kıyı şeridindeki daha yüksek dalga enerjisinin bir fonksiyonudur ve sürüklenmeye göre makaslama boylanmasını destekleyen koşulların gelişmesidir (Hughes vd.. 2000). Boylanma işlemlerinin mekaniği benzer olsa da, plajlarda ağır mineral dağılımının ayrıntılı modelleri, taşınma boylanmasının baskın süreç olduğu akarsu sistemlerindekilerden oldukça farklı olabilir.

5.2.4.2 Rüzgar Kaynaklı Sediment Taşınması

Şekil 5.3'te gösterildiği gibi, sedimentin rüzgarla taşınması, prensipte suyla taşınmaya benzer olmasına rağmen, havanın viskozitesi ve yoğunluğunun sudan çok daha düşük olması ve eoliyen taşınmasının genel olarak daha yüksek kinetik enerjileri nedeniyle ayrıntıda farklıdır. Rüzgârla taşınan taneler su altında taşınan tanelerden farklı sürüklenme kriterlerine maruz kalırlar ve ayrıca enerjik hareketleri nedeniyle çok daha farklı sıçrama-zıplama etkilerine maruz kalırlar. Denklem (5.4)'de belirli bir parçacığın sürüklenmesini başlatmak için gereken kritik kesme gerilmesinin yoğunluğu ve boyutunun bir fonksiyonu olarak doğrusal değiştiği görülmektedir. Bagnold (1941) eoliyen sediment taşınmasında sürüklenmeyi başlatmak için gereken kritik kayma gerilmesinin yoğunluk ve boyutun karekökünün bir fonksiyonu olarak değiştiğini göstermiştir. Bu bulgu küçük parçacıkları rüzgarla hareket ettirmenin su ile hareket ettirmekten daha kolay olduğu anlamına gelir. Bu da çöl ve sahil



Şekil 5.12 Kayma hızının ve tane boyutunun bir fonksiyonu olarak rüzgârla taşınan (eoliyen) çökel taşınım özellikleri (Tsoar ve Pye, 1987'den).

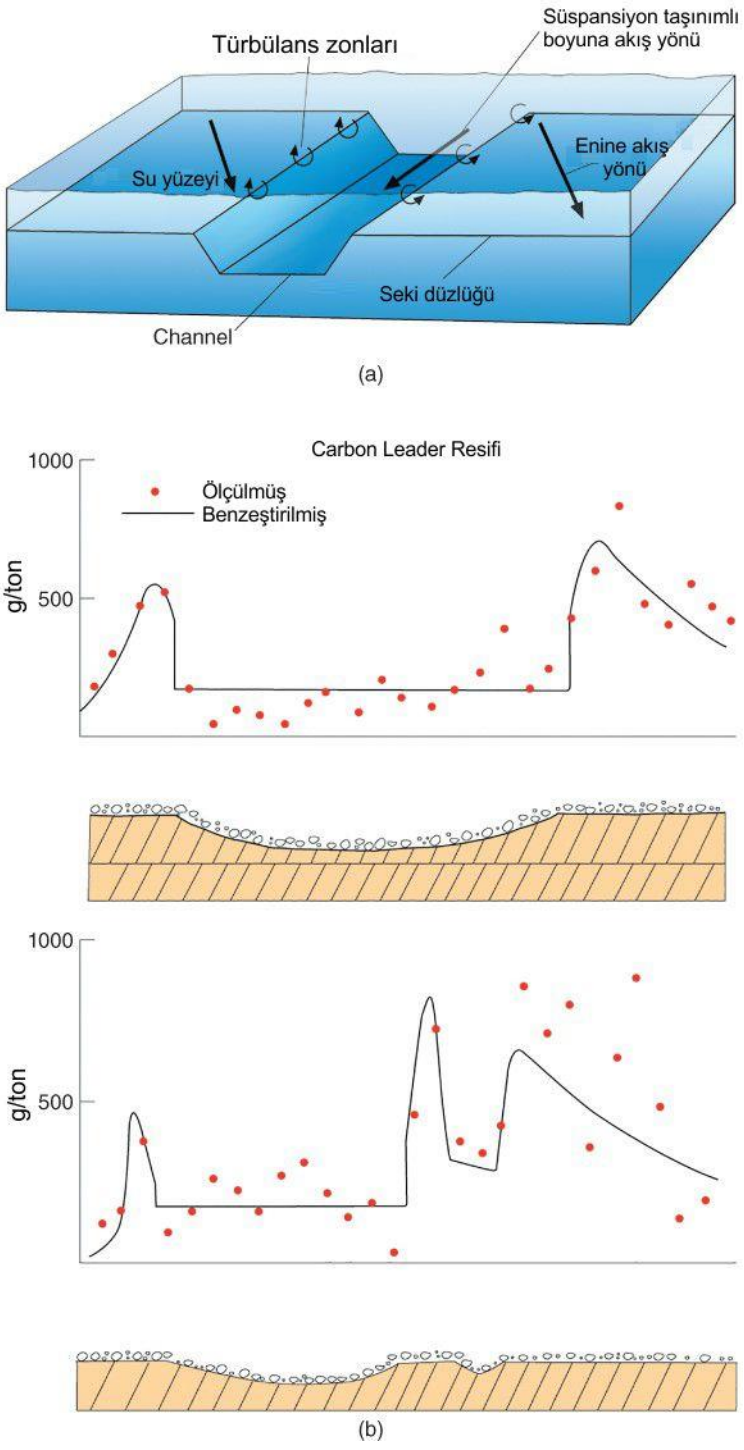
ortamlarındaki yaygın, iri taneli gecikme çökellerinin bolluğunu açıklar. Bu tür çökeller başlangıçta çok boyutlu partiküller içeren bir yüzeyin, ince taneli malzemenin kaldırılması ve arkada kalıntı çakıl bırakılması sonucunda söndürülmesiyle oluşur. Rüzgarla ilgili çökel taşınım özellikleri şekil 5.12'de verilmiş olup, su altı çökel taşınmasıyla ilgili olan şekil 5.4'teki Hjulström diyagramı ile karşılaştırılabilir.

Rüzgârla taşınan kırıntılı malzeme dağılımı nedeniyle sahille ilgili plaser yataklarının ne ölçüde değiştiği, bu tür etkileşimlerin neredeyse kesin olmasına rağmen pek ilgi görmemiş bir sorudur (Chan ve Kocurek, 1988). Örneğin, Richard's Körfezi yataklarında orijinal bileşimin çoğu bitişik sahillerin çalkantı bölgesinde görülmesine rağmen, Ti-Zr ağır minerallerinin önemli bir kısmı rüzgar kumullarından üretilmektedir.

5.2.5 Plaser Süreçlerinin Sayısal Benzetişimi

Doğal plaser süreçlerinin bilgisayar benzetişimleri plaser yataklarındaki ağır mineral dağılım desenlerinin çözünürlüğünü iyileştirmek amacıyla geliştirilmiştir. Doğal koşullar altında heterojen boyut-yoğunluk dereceli çökeltinin taşınmasını ve boylanmasını öngören MIDAS (Model Araştırma Yoğunluğu ve Boyut Boylanması) kodu buna örnek olarak verilebilir (Van Niekerk vd., 1992; Vogel vd., 1992). Bu model Witwatersrand havzasındaki tenör kontrolü problemine uygulanmış olup, çakıltaşlarındaki altın dağılım modellerini dikkate değer bir doğrulukla tahmin edebilmektedir (Nami ve James, 1987; Nami ve Ashworth, 1993).

Witwatersrand havzasında detritik altın içeren çakıltaşları ana unsurları kanal ve banket üstü akış birikintilerinden oluşan örgülü alüvyal yelpaze sistemlerinde çökelmiştir. Bu ortamın geometrisi, sıvı akışının iki bileşene ayrıştırılabileceğini gösteren şekil 5.13a'da sunulmuştur. Burada sıvı akışının kanal içinde kalan kısımda daha yüksek hızdaki bir akış ve kıyı üstünde kanala dik, daha yavaş bir akış şeklinde iki bileşene ayrılabileceği görülmektedir. Hidrodinamik değerlendirmeler Witwatersrand yataklarındaki ince taneli kırıntılı altın parçacıklarının süspansiyon halinde taşındığını; çünkü hâkim hidrolik koşulların altını kanalda sürüklemek ve askıya almak için gerekli olanları aştığını göstermektedir. Bu nedenle model, altının dağılımını, altının sürüklendiği kanaldaki akış ile düşük taşıma kapasitesi nedeniyle asılı parçacıkların yerleşme eğiliminde olacağı kıyı üstü düzlükteki akış arasındaki etkileşim açısından değerlendirmektedir. MIDAS kodu hem kanaldaki uzunlamasına akış hem de kıyı üstü düzlükteki enine akış için akış hızı, çökel derişimi ve çeşitli taşınma boylanması parametrelerinin etkilerini birleştirmektedir.



Şekil 5.13 (a) (a) Witwatersrand plaser yataklarında altın dağılım modellerini benzeştirmek için kullanılan örgülü bir yelpaze delta kompleksinin geometrisi ve akış özellikleri. (b) Bilgisayar benzeştirimlerinin ve gerçek altın dağılım modellerinin Carbon Leeder Resifi boyunca iki farklı profilde karşılaştırılması. Kanal kenarı altın derişimleri taşınma boylanması açısından oldukça iyi modellenmiştir (Nami ve James, 1987'den).

Model benzetişim sonuçları Carbon Leader Reef'ten (Şekil 5.13b) alınan iki örnekte altın dereceli dağılımlarla karşılaştırılmış ve değişken yatak morfolojisine rağmen yüksek derecede bir korelasyon sergilemiştir. En yüksek altın tenörlerinin genellikle kanalların kenarlarında bulunduğu gerçeği uzun zamandır bilinmesine rağmen makul bir açıklamadan yoksundu. Simülasyon en yüksek altın tenörlerinin akış etkileşim bölgeleri ile çakıştığını ve Witwatersrand yataklarındaki altın dağılım modellerinin (en azından kısmen) taşıma boylanmasının bir işlevi olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, havzada hâlihazırda gözlenen altının çoğunun yeniden taşındığı ve doğası gereği ikincil kökenli olduğu iyi bilinmektedir. Bu çelişki ikincil altının ilk olarak plaser taneleri şeklinde çökeldiği yerlerden çok uzaklara yeniden taşınamaması durumunda açıklanabilir (Frimmel, 1997; Frimmel ve Minter, 2002).

5.3 Kimyasal Sedimentasyon - Demir Oluşumları, Fosforitler ve Evaporitler

Yukarıda tartışılan, kırıntılı tortunun su ve rüzgârla boylandığı ve çökeldiği mekanik çökelme süreçlerinin aksine, kimyasal çökelme çözünmüş bileşenlerin esas olarak (deniz suyu veya tuzlu su gibi) çözeltiden çökelmesini ifade eder. Kimyasal çökellerin sıkışması ve taşlaşması ile çok çeşitli kayalar oluşur. Bu tür kayalar karbonat çökelleri (kalker ve dolomit), silisli çökeller (çört) ve demir açısından zengin çökellerin (demirtaşları ve demir oluşumları) yanında manganez oksitler, fosfatlar ve barit birikmeleri gibi daha az hacimli çökelleri kapsar. Dünyadaki Fe, Mn ve fosfat kaynaklarının çoğu, hepsi de son derece önemli ve stratejik kaynaklar olup, kimyasal çökelmenin ürünleridir ve konak kayaları da kimyasal sedimentlerdir. Ek olarak, esasen $CaCO_3$ içeren kireçtaşı gibi kayaların çimento üretimi açısından birincil hammadde olarak değeri büyüktür. Ayrıca, kimyasal çökelmenin buharlaşma ile sağlandığı, evaporitler olarak bilinen çökeller K, Na, Ca, Mg, Li, I, Br ve Cl gibi elementlerin temel ekonomik zenginleşmelerini ve ayrıca boratlar, nitratlar ve sülfatlar gibi bileşikleri içerirler. Bunların hepsi de kimya ve tarım endüstrilerinde yaygın olarak kullanılmaktadır.

Çoğu kimyasal çökeller deniz veya deniz kenarı ortamlarında oluşur. Kıta sahanlıkları, gelgit içi ve lagün ortamları, kimyasal çökellerin ve bunlarla ilgili diğer çökellerin bulunduğu jeolojik ortamlardır. Cevher zenginleşmelerinin oluştuğu kimyasal süreçler karmaşık olup, çözünürlük, oksidasyon-indirgeme ve pH, ayrıca iklim, tektonik, paleo-enlem ve biyolojik-atmosferik değişimler gibi parametreler tarafından kontrol edilir. Bu alt bölümde ilk olarak demirtaşlarının, demir oluşumlarının ve tabakalı manganez oksit cevherlerinin oluşumu ile ilgili süreçler ele alınmıştır. Bunu fosforitlerin yanı sıra evaporitlerin, karbonlu "siyah şeyllerin" ve okyanus manganez yumrularının oluşumunun tartışılması izlemektedir.

5.3.1 Demir Oluşumları ve Demirtaşları

Dünyadaki demir cevherinin çoğunun çıkarıldığı demir bakımından zengin çökeltilerin tanımı ve adlandırılması, son birkaç on yılda çok tartışılan konular olmuştur. Artık genel olarak demir oluşumlarının, bir demir mineralinin çört veya karbonat minerali ile ara katmanlar halinde olduğu ve Dünya tarihi boyunca dönemsel yolla oluştuğu, %15'den fazla Fe içeren tortul kayalar olduğu kabul edilmektedir. Demir oluşumlarının tanımı artık demirtaşları olarak adlandırılan kayaları da içermektedir. İkincisi, özellikle çört içeriği daha düşük ve genellikle fosfor bakımından zengin olan Fanerozoyik döneme ait demir oluşumlarını işaret eder (Bekker vd., 2010). Demir oluşumları tabakalı, laminalı veya taneli olabilir; demir mineralleri (genellikle hematit,

manyetit veya götit) çört veya siderit ya da ankerit gibi bir karbonat minerali ile ara tabakalı olabilir. Hâlihazırda işletilebilir demir madenlerinin çoğu, genellikle demir formasyonlarının bir alterasyona ve zenginleşme sürecine maruz kaldığı Prekambriyen demir oluşumlarıdır (aşağıya bakınız).

Demir oluşumları, aşağıdaki gibi özetlenen birkaç alt türe ayrılabilir:

1. Prekambriyen istiflerinde[1] demir açısından zengin çökeller bantlı demir oluşumu (BIF) ve granüler demir oluşumu (GDO/GIF) olarak alt gruplara ayrılabilir. Önemli ölçüde örtüşme olmasına rağmen, BIF'ler tipik olarak 2,3 Milyar yıldan yaşlı ve Büyük Oksidasyon Olayından (BOO) önce oluşurken, GIF'ler büyük ölçüde 2,3 ila 1,8 milyar yıl aralığında oluşmuştur (Bekker vd., 2014; Ramanaidou ve Wells, 2014). BIF'ler ve GIF'ler de Neoproterozoyik sekanslarda, büyük ölçüde "Kartopu Yerküre" dönemlerinde hüküm süren yüzeysel redoks koşullarına tepki olarak oluşmuş, Rapitan tipi demir oluşumları olarak bilinirler.
2. Phanerozoyik Üstzamanı'nda kenar deniz ortamlarında oluşan demir açısından zengin çökeller taneli olup, burada POI (Fanerozoyik Ooidal Demirtaşları) olarak kısaltılmış olan ooidal demirtaşları olarak adlandırılırlar. Kıtasal, akarsu ortamlarında oluşan ooidal demirtaşlarının bir diğer önemli kategorisi kanal demir yatakları (KDY/CID) olarak adlandırılır.
3. Tipik olarak bataklık benzeri pekişmemiş yüzeysel ortamlarda oluşan güncel dönem (Holosen) demir birikimlerine bataklık demir cevheri adı verilir.

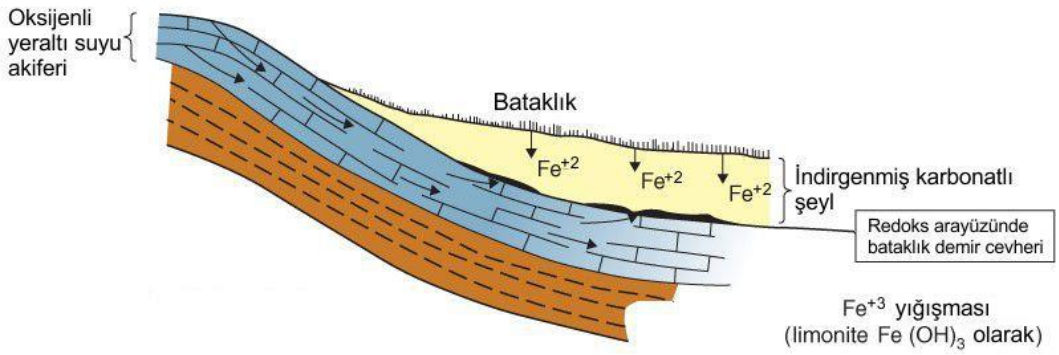
Bu demir oluşumu alt türlerinin her birinin kendine özgü özellikleri ve kökeni olmasına rağmen, toplu olarak hepsi indirgeme-oksidasyon süreçleriyle ilişkilidir; oluşumları da belirgin bir şekilde dönemsel olup, Yerküre tarihindeki belirli olaylar ve aşamalarla ilgilidir. Üç alt tür, artan önem sırasına göre aşağıda ayrı ayrı açıklanmıştır.

1900'lerden önce demir cevheri madenciliğinin bataklık demir ve POI yataklarının işletilmesinin hâkim olduğunu belirtmek gerekir. Yirminci yüzyıl boyunca artan talep ABD, Brezilya, Güney Afrika ve Batı Avustralya'nın devasa demir cevheri kaynaklarının keşfi ile birleştiğinde, modern madenciliğin artık esasen Prekambriyen demir oluşumları içinde yer alan demir cevherlerinden yapıldığı gerçeğiyle sonuçlanmıştır. Şu anda her yıl küresel olarak 2,5 milyar tondan fazla demir cevheri çıkarılmaktadır (Simonson, 2011) ve bunların büyük bir kısmının konak kayası demir formasyonlarıdır.

5.3.1.1 Bataklık Demir Cevherleri

Bataklık demir cevherleri esas olarak kuzey Kanada ve İskandinavya gibi kuzey yarımkürenin buzlu tundra bölgelerinin göllerinde ve bataklıklarında oluşur. Yataklar genel olarak küçük ve incedir ve organik açıdan zengin şeyl ile ilişkili ferrihidrit ve diğer limonitik minerallerin (Fe oksihidroksitler) derişimlerini içerir. Yakın jeolojik geçmişte (Holosen) oluşmuşlardır ve bazı yerlerde halen oluşmaktadırlar (Stanton, 1972). Bataklık cevherlerinde ve diğer demir cevheri yataklarında demirin ana yoğunlaşma mekanizması, metalin iki değerlik durumunda bulunması gerçeğine bağlıdır. Bunlar, genellikle yüzey sularında çözünür olan Fe^{+2}

[1] Prekambriyen demir oluşumları daha önce *Algoma tipleri* (tipik olarak > 2,5 Gy metavolkanik ortamlarda bulunur ve deniz tabanındaki eksalatif süreçlerle bağlantılıdır) ve *Superior tipler* (tipik olarak 2,5-1,8 Gy ve sığ, kıta kenarı deniz ortamlarında oluşmuştur) çökelme ortamı temelinde sınıflandırılmıştır (Gross, 1980). Ek olarak, Rapitan tipi demir oluşumlarının yaşı Neoproterozoyik olarak tanımlanmış ve küresel "Kartopu Dünya" olaylarıyla bağlantılı redoks dalgalanmalarıyla ilişkilendirilmiştir. Bununla birlikte, iyileştirilmiş yaşlandırma ve örtüşen yaş özelliklerinin tanınmasıyla, Algoma ve Superior tipleri arasındaki ayrım bulanıklaşmış olup, iki terim artık en iyi çökelme ortamının ve deniz tabanındaki volkanik-ekzalatif aktiviteye yakınlığın bir göstergesi olarak kullanılmaktadır (Bekker vd., 2014).



Şekil 5.14 Ferröz demiri taşıyan indirgenmiş bir çözeltinin bir akifer boyunca akan oksitlenmiş yeraltı suyu ile etkileşime girdiği bir bataklık demir cevheri oluşumunda limonitik zenginleşmelerin gelişimi (Stanton, 1972'den).

(ferröz iyon) ve yüzey çözeltilerinden çöken ve daha az çözünür olan Fe^{+3} (ferrik iyon)dur. Nispeten indirgenmiş bir ortamda kararsız Fe^{+2} içeren sulu çözeltiler, daha sonra Fe^{+3} çökelmesi ile oksitlendiğinde demir derişimi oluşur. Şekil 5.14'de bir akifer boyunca akan oksijenli yüzey suları ile bir bataklık boyunca aşağıya doğru süzülen demir açısından zengin indirgenmiş çözeltiler arasındaki ara yüzde biriken bataklık demir cevherleriyle ilgili ilkeler görülmektedir. Bu ara yüzde çözelti içindeki ferröz demir genellikle götit olarak çöken ferrik demire oksitlenir. Bataklık demir cevherleri göller (merkezi Afrika büyük gölleri ve Rusya'nın Saint Petersburg bölgesi gibi), buzulla ilgili bataklıklar ve turba bataklıkları (Avrupa ve İskandinavya) ve akarsular (Ramanaidou ve Wells, 2014) dâhil olmak üzere birçok farklı ortamda çökelmektedir.

Bataklık cevherleri antik zamanlarda işletilmiş olan çok yüksek tenörlü olabilirler. Ancak, küçük ve düzensiz olmaları nedeniyle günümüzde ekonomik olarak verimli bir kaynak olarak görülmezler. Daha yakın zamanlarda bataklık demir cevherlerinin işletilmesi demir temelli endüstriyel faaliyetlerin on sekizinci ve on dokuzuncu yüzyılları kapsadığı ABD, New Jersey Pines River bölgesinde olduğu gibi endüstriyel faaliyetin gelişimini desteklemiştir (Ramanaidou ve Wells, 2014).

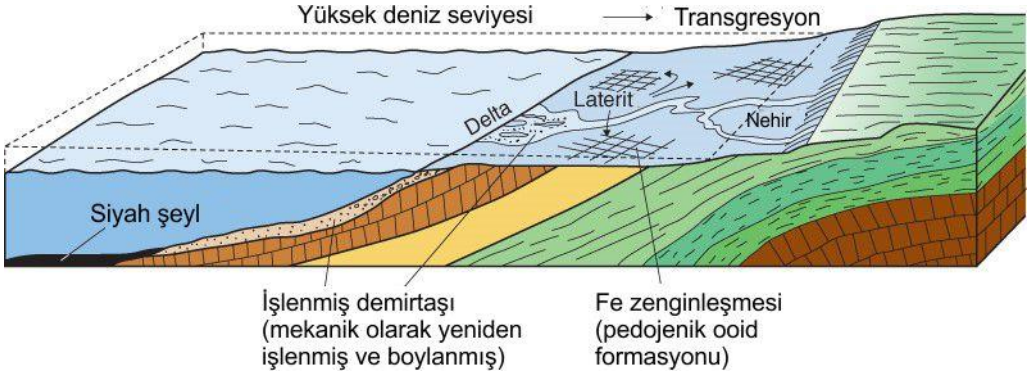
5.3.1.2 Fanerozoyik Ooidal Demirtaşı (FOD/POI) Yatakları

Demirtaşları Paleoproterozoyik kadar eski kayalarda da belgelenmiş olsalar da ağırlıklı olarak Fanerozoyik yaşlıdır ve yaygın olarak bulunur. Doğu ABD ve Batı Avrupa'da özellikle on dokuzuncu ve yirminci yüzyılın başlarında önemli bir demir kaynağı olmuştur (Young, 1993). FOD yatakları ayrıca Minette veya Lorraine tipi demir cevherleri olarak da adlandırılır. Bu türün iyi bilinen örnekleri İngiltere'nin Jura çökellerinde ve Fransa ve Almanya'nın Alsace-Lorraine bölgesinde bulunur. Kuzey Amerika'da Kentucky ve Alabama'nın Silüriyen Clinton tipi demir cevherleri Avrupa'daki genç yatakların benzerleridir. Demirtaşları tipik olarak sığ deniz ve deltaik ortamlarda oluşsa da, kıtasal ortamlarda çökeldiği de bilinmektedir. Bunlar oolitler veya pelletler şeklinde yuvarlaklaşmış götit ve hematitten oluşurlar; bu da mekanik birikim ve aşınmanın etkisini düşündürmektedir. Yataklar silisiklastiktir ve çok az çört içerir veya hiç içermezler. Ancak, genellikle glokonit ve şamozit gibi Fe açısından zengin silikat mineralleriyle ilişkilidirler. Sığ deniz ortamlarında FOD birikmesi, demirin bir karasal kaynaktan bir akarsu sistemi yoluyla getirildiğini metalin ya Fe^{+2} olarak çözelti halinde olduğu veya kolloid olarak taşındığını göstermektedir (bkz. Bölüm 3). Demirtaşları

genellikle stratigrafik olarak organik maddece zengin siyah şeyllere bağlıdır ve bazı durumlarda, büyük deniz geçişi ve kıta kenarı taşması dönemlerini temsil eden tabakalarda gelişir. Oluşum zamanları gelişigüzel olmayıp, Ordovisiyen-Silüriyen ve Jura dönemlerinde belirgin doruklar sunarlar. Bu nedenle, oluşumları küresel tektonik döngüsellik desenleri ve özellikle kıtasal ayrılma ve deniz seviyesindeki yükselme zamanlarının (bkz. Bölüm 6) yanı sıra daha sıcak iklim dönemleri ve artan kimyasal çökelme oranları ile ilişkilidir (Van Houten ve Authur, 1989).

Demirtaşlarının kökeni tartışmalıdır ve hem Fe zenginleşme süreçlerini hem de bu cevherleri simgeleyen yaygın oolitlerin oluşumunu açıklanmalıdır (Young ve Taylor, 1989). Minette tipi demirtaşlarının oluşumu ile ilgili, Siehl ve Thein (1989) tarafından önerilen bir model şekil 5.15'te sunulmuştur. Demirin başlangıçta ılık, nemli bir iklim rejiminde şiddetli bozuma koşullarına ve erozyona maruz kalan kıtasal kara kütlelerinde yoğunlaştığı düşünülmektedir. Böyle bir ortamda oluşan yüksek derecede oksitlenmiş lateritik topraklar, regolitin diğer bileşenleri yıkanırken çözünmeyen Fe^{+3} yerinde kaldığı için demir zenginleştirme alanları olabilir (bkz. Bölüm 4). Ek olarak, lateritler düşük sıcaklıkta kimyasal ve biyolojik ortamların aracılık ettiği süreçlere tepki olarak demir ooidlerin oluştuğu bölgelerdir. Daha sonra lateritik topraklar ve ooidler yeniden işlenmek ve fluvio-deltaik veya kıyı ortamlarında yoğunlaştırılmak üzere geçiş sırasında su baskını veya gerileme sırasında erozyonla sığ bir deniz ortamına aktarılmıştır. Pedojenik ooidler sığ deniz ortamlarının eğimli bölgelerindeki parçacıkların mekanik aşınmasından kaynaklanan oluşumlardan farklıdır. Demirtaşı çökellerinin müteakip diyajenezi cevherlerin dokusu ve mineralojisinde daha fazla çökel sonrası değişikliklere neden olmuştur. Bataklık cevherlerinin oluşumunu açıklamak için kullanılan nispeten basit süreçlerin aksine, FOD sadece çok özel ortamlarda ve özel bir süreçler dizisine (oksidasyon-indirgeme, diyajenez, mekanik sedimentasyon ve mikrobiyal aktivite dâhil) yanıt olarak oluşmuş gibi görünmektedir.

Özellikle Kazakistan ve Batı Avustralya'daki çeşitli demir üretim bölgelerin ilginç bir özelliği, ooidal CID'lerin gelişmesidir (Ramanaidou ve Wells, 2014). CID'ler kıtasal bir ortamda oluşur ve jeolojik olarak yenidir. Senozoyik'in bozuşma, erozyon ve akarsu drenajına tepki olarak çökelmişlerdir. Ooidler önemli demir oluşumları ve demir cevheri yatakları (Hamersley Eyaleti gibi) veya yoğun bir şekilde lateritleşmiş demirli regolit içeren daha eski bir sekans halinde kesilen menderesli

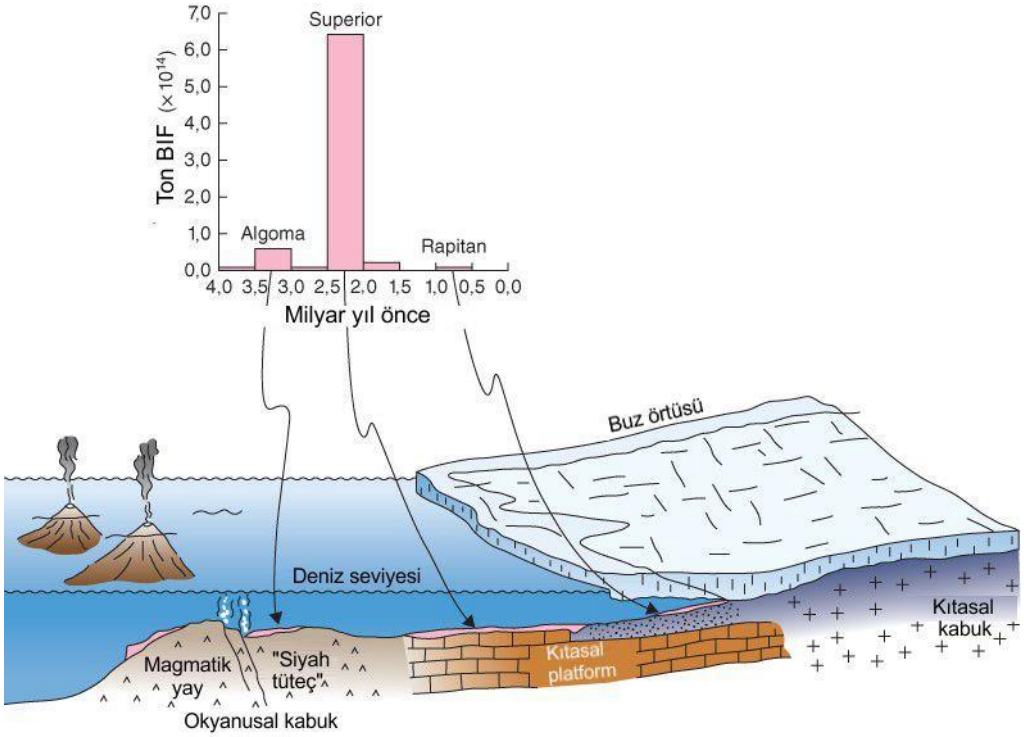


Şekil 5.15 Oolitik demirtaşı cevherlerinin oluşumu hakkında basitleştirilmiş ortamsal model. Model, kıta kenarındaki lateritik topraklarda ilk Fe zenginleştirmesini ve pedojenik ooid oluşumunu ve bu "cevher oluşturacak malzemenin" marjinal bir deniz ortamına aktarılmasını ve ardından mekanik aşınmayı ve oolidlerin yeniden işlenme/zenginleşmesini ele alır (Siehl ve Thein, 1989'dan).

akarsu kanallarında çökelir. Pedojenik ortamda demir açısından zengin ooidlerin oluştuğu ve daha sonra erozyon döngüleri sırasında akarsu kanallarında yoğunlaştığı öne sürülmüştür. Ooidler daha sonra orta ila yüksek tenörlü demir cevherleri oluşturmak üzere kanallar içinde götit ile çimentolanmıştır. Örneğin, Hamersley Eyaleti'nin Robe River bölgesindeki CID madenleri %57 Fe tenörlü 30 Mt'den fazla demir cevheri içermektedir (Ramanaidou ve Wells, 2014). Boyut olarak büyük olmasına rağmen, denizel POI yatakları genel olarak daha düşük tenörlüdür ve mevcut koşullar altında ekonomik değildir. Kuzey Yorkshire, İngiltere'nin Cleveland bölgesindeki Jura yaşlı demirtaşları 370 Mt cevherden oluşmakta ise de, ortalama tenör sadece %28 Fe'dir.

5.3.1.3 Bantlı ve Granüler Demir Oluşumu - Gizemli Bir Kaya Türü

BIF terimi stratigrafik terminolojiye göre sahip olduğu çağrışım nedeniyle biraz tartışmalıdır. "Demir oluşumu" terimi demir ve çört açısından zengin ve %15 veya daha fazla demir içeren ardalanmalı katmanlar içeren tabakalı bir kimyasal çökel için geçerlidir (Klein ve Beukes, 1993; Bekker vd., 2010). BIF'ler ve GIF'ler demir cevherinin dünya genelinde en önemli kaynakları olup, rezervler ve toplam üretim açısından demirtaşı ve bataklık demir cevherlerinden çok daha önemlidir. GIF'ler ağırlıklı olarak Fanerozoyik istiflerinde görülürken, BIF'ler daha yaşlıdır ve esasen 3,5-3 milyar yıl 2,5-1,8 milyar yıl ve 1,0-0,5 milyar yıl (Şekil 5.16) şeklinde olmak üzere

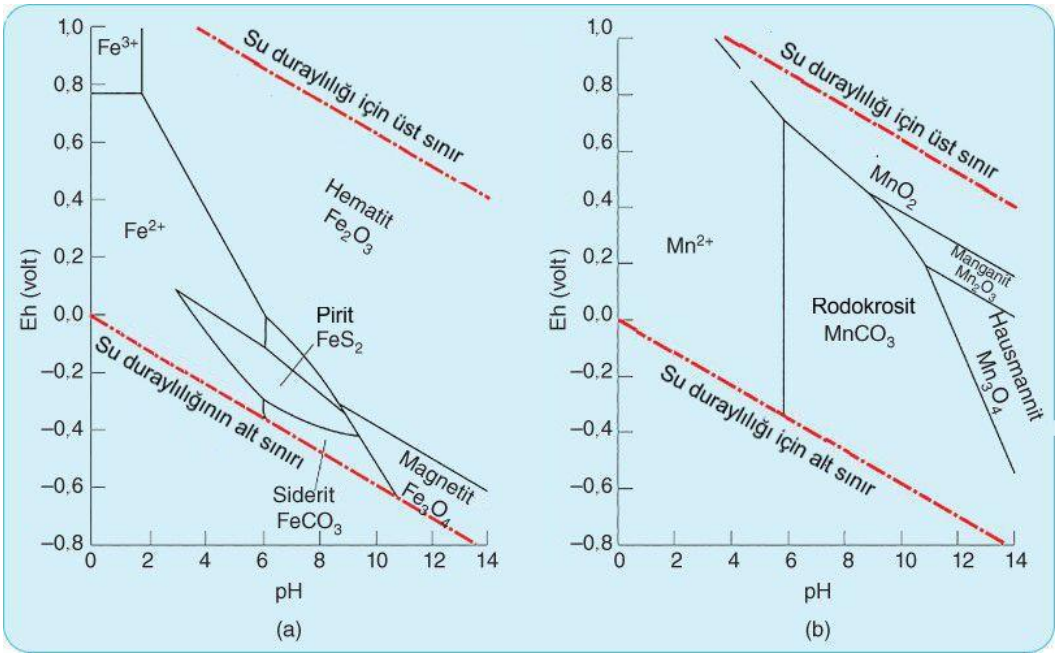


Şekil 5.16 Algoma, Superior ve Rapitan tipi BIF'ler için çökelme ortamlarını gösteren tektonik ve ortamsal model (Clemmey, 1985; Maynard, 1991'den). Ek grafik zamana bağlı olarak üç ana türün her biri için BIF kaynağının yaklaşık tonajlarını gösterir (Holland, 1984'den).

Arkeen ve Proterozoyik'in üç döneminde oluşmuşlardır. Bu üç dönem genel olarak farklı jeolojik ve tektonik ortamlarla karşılık gelir ve sırasıyla Algoma, Lake Superior ve Rapitan türleri olarak adlandırılırlar (bkz. Alt bölüm 5.3.1'deki dipnot 1). Algoma tipi BIF'ler volkanik yaylarla ilişkili olup, genellikle Arkeen yeşiltaş kuşaklarında bulunurlar. Bu yataklar oldukça küçüktür. Ancak, Ontario, Kanada'daki Abitibi yeşiltaş kuşağı gibi yerlerde çıkarılırlar. Superior Gölü veya basitçe Superior tip BIF'lerin çoğu duraylı kıtasal platformlarda bulunurlar ve çoğunlukla Paleoproterozoyik zamanlarda çökelmişlerdir. Açık farkla en önemli demir cevheri yatakları kategorisine ev sahipliği yapmaktadırlar (Şekil 5.16) ve şu anda dünyanın başlıca demir cevheri üreten bölgelerinin çoğu bu kategoriye girer. Örnekler arasında Batı Avustralya'nın Hamersley Havzası (bkz. Kutu 5.2), Güney Afrika'nın Transvaal Havzası, Brezilya'nın "Quadrilatero Ferrifero", Kanada'nın Labrador çukuru, Ukrayna'nın Krivoy Rog-Kursk yatakları, Hindistan'ın Singhbhum bölgesi ve ABD'nin Lake Superior bölgesindeki tip alanı sayılabilir. Son olarak, Rapitan tipi demir cevherleri büyük Neoproterozoyik buzul çağlarında oluşan buzul çökeltileriyle ilişkili oldukça sıra dışı bir demir cevheri oluşumunu temsil eder. Tip oluşumu kuzeybatı Kanada'da McKenzie Dağları'ndaki Rapitan Grubu'dur.

Ortamsal sınıflamaya ek olarak, BIF'ler ayrıca ilişkili demir fazlarının mineralojisi açısından da gruplandırılmıştır. Çoğu BIF'de demir minerali oksit fazı (hematit veya manyetit) olarak bulunmasına rağmen, karbonat (siderit), silikat (grenalit ve minnesotait) ve sülfit (pirit) demir mineralleri de çört veya karbonlu şeyl ile birlikte oluşur. Bu gözlem James (1954)'in BIF için bir fasiyes kavramı önermesine yol açmıştır. Bu kavramda, oksitten karbonata ve sülfit fazına doğru bir ilerlemenin ilgili demir minerallerinin giderek daha fazla indirgen ortamlarda çökelmesini yansıttığı düşünülmüştür (demir silikat fazları geniş bir Eh yelpazesinde duraylıdır ve bu nedenle bu basit ilerlemeye uymazlar). Her ne kadar durum şüpheye yer bırakmayacak şekilde fasiyes kavramından daha değişken olsa da, ana demir fazlarının duraylılığının Eh ve pH'nin bir fonksiyonu olarak değerlendirilmesi, çökelme ortamının redoks durumunun BIF'lerin mineralojisinin belirlenmesinde önemli bir rol oynadığını doğrulamaktadır. Şekil 5.17a'da asidik ve indirgeyici çözeltilerde ferröz demirin duraylı olduğu, ancak belirli bir pH için oksidasyonun (veya Eh'deki bir artışın) jeolojik olarak uygun çok çeşitli koşullarda hematitin (Fe_2O_3 veya ferrik oksiti) kararlı hale geleceğini gösterir. Faz diyagramı manyetitin sadece indirgen ve alkali koşullar altında kararlı olduğunu gösterir. Ancak, karbonat ve kükürt aktiviteleri bu diyagram için geçerli koşullardan daha düşükse, bu alan nötür pH aralığına doğru hayli genişler. Siderit ve pirit sadece indirgen koşullar altında kararlı ise de, bu alanlar çözeltideki toplam karbonat veya kükürt aktiviteleri arttırıldığında genişleyecektir. Sülfit fasiyesi "demir oluşumlarının" çoğu artık gerçek BIF'ler olarak kabul edilmemektedir. Çünkü, bunların konak kayası genellikle karbonlu şeyllerdir (Bekker vd., 2010).

BIF'ler, önemli demir cevheri kaynakları içermeleri dışında kökeni önemli olan gizemli kayalardır (Konhauser vd., 2011; Taylor ve Konhauser, 2011). Bu kayalar Yerküre tarihinde belirli aşamaları tanımlar ve yer sisteminin tektonik, atmosferik ve okyanus evrimindeki özel dönemleri işaret eder (Beukes ve Gutzmer, 2008; Bekker vd., 2010, 2014). BİF'ler demirtaşlarının aksine ana bileşenleri olan Fe ve Si'un kıtasal bir kaynaktan değil, okyanustan kaynaklandığı görünen kimyasal çökeltilerdir. Bu durum BIF'lerde alüminli ve silikat mineral partikül madde eksikliğinden anlaşılmaktadır. Bu kayaların oluşumu ile ilgili modeller tartışmalı olup, güncel benzerlerinin olmaması büyük bir engel teşkil etmektedir. Açıklanması gereken özellikler arasında Fe ve Si'un kökeni, bunların taşınma ve çökelme mekanizmaları, çeşitli ölçeklerde ince silika ve demir açısından zengin bantlların oluşum nedeni ve Yerküre tarihinde özellikle 2,5 ve 1,9 milyar yıl olmak üzere belirli zaman dilimlerinde dönemsel oluşumları yer alır.

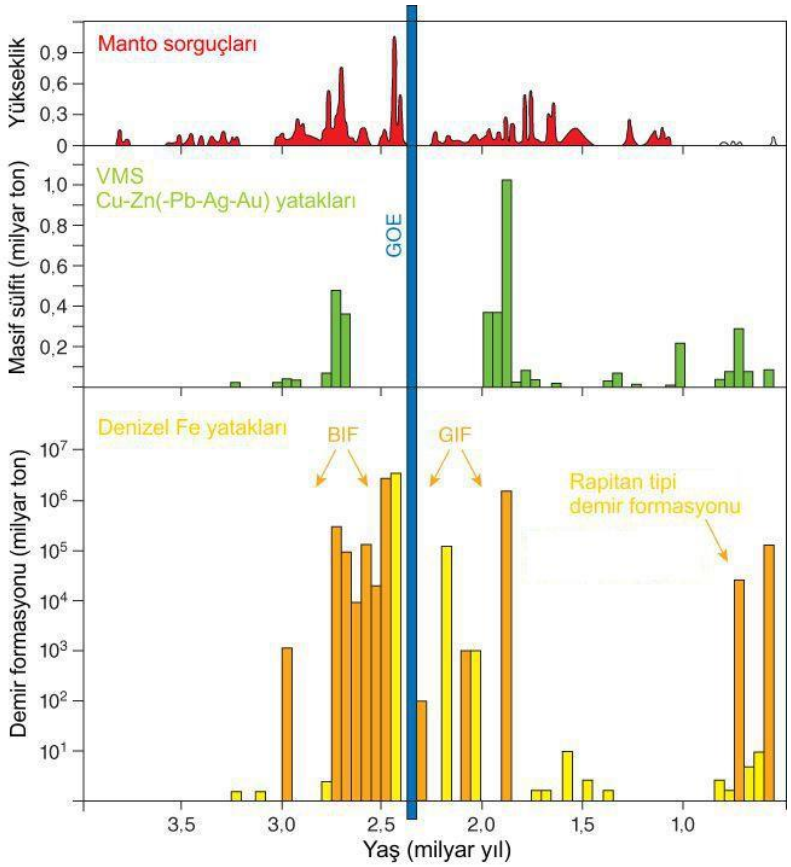


Şekil 5.17 (a) Yaygın demir minerallerinin duraylılıklarını gösteren Eh - pH diyagramı. Bu özel faz diyagramı için geçerli olan koşullar: T = 25 °C, P_{toplam} = 1 bar, Fe, S ve CO_3 molariteleri sırayla 10^{-6}, 10^{-6} ve 1'dir. (b) Yaygın manganez minerallerinin duraylılıklarını gösteren Eh-pH diyagramı. Mn = 10^{-6} molaritesi ile birlikte aynı koşullar geçerlidir. Mangan oksitlerin (MnO_2 ve Mn_2O_3) eşdeğer ferrik oksitten (hematit) daha yüksek Eh'de duraylı olduğu ve bu nedenle sadece daha oksitleyici koşullar altında oluşacağı unutulmamalıdır (diyagramlar Garrels ve Christ, 1965 ve Krauskopf ve Bird, 1995'den değiştirilerek alınmıştır).

Demir oluşumlarının düzenli dönemsel döngüsü ve çökelmeleri ile örneğin manto sorguçlarının enjeksiyonu ve Cu-Zn bakımından zengin volkanojenik masif sülfit (VMS) yataklarının oluşumu arasındaki korelasyon şekil 5.18'de verilmiştir. Demirin kaynağıyla ilgili olarak, verimli BIF yataklanmalarının tümü olmasa da bazılarının oluşum dönemi, belirgin manto sorguç aktivitesi dönemleriyle çakışmaktadır. Bu ilişki sorguç kaynaklı magmatizmanın okyanuslara Fe akışında bir artışa neden olduğu ve bu şekilde BIF çökelimini desteklediği önerisine yol açmıştır (Isley ve Abbott, 1999). Kıtasal kabuğa sokulan manto sorguçları riftleşmeye ve kıtasal taşkın bazaltının oluşmasına neden olurken, okyanus havzalarına sokulan sorguçlar okyanus platoları ve deniz dağı zincirlerini oluştururlar. Kıtasal taşkın ovası bazaltlarının erozyonu, bozunma ve nehirlerle taşınma yoluyla okyanuslara Fe akışı sağlanırken, daha hacimli okyanusal volkanizma, hidrotermal ve ekzalatif etkinliklerin artmasına ve dolayısıyla okyanus sularındaki Fe akışının yükselmesine neden olur. Bu nedenle, küresel sorguç aktivitesi dönemselliğinin Prekambriyen boyunca BIF yataklanmaları için okyanus sularına ilave demir içeriği sağladığı ileri sürülmektedir. Manto sorgucu aktivitesi, küresel tektonik ve VMS Cu-Zn cevherleri gibi diğer yatak türlerinin oluşumu arasındaki ilişkiler Bölüm 6'da daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

5.3.1.4 BIF'lerin Çökelme Mekanizmaları

Genel olarak BIF çökelimini destekleyen koşulların şunları içerdiği kabul edilir: (i) Fe^{+2}'nin kolayca çözülebileceği indirgeyici bir



Şekil 5.18 Zamana, manto sorguçlarına ve Büyük Oksidasyon Olayına(GOE) bağlı olarak VMS ve demir yataklarının (sırayla daha koyu ve daha açık sarı renklerde BIF ve GIF) dönemsel oluşumları (Bekker vd., 2010, 2014).

atmosfer ve oksitleme potansiyeli düşük okyanus suyu, (ii) geçici olarak yüksek Fe^{+2} içeriğine sahip okyanus suyu; ve (iii) Eşitlik (5.7)'de gösterildiği gibi, ferröz demirleri ferrik demir iyonlarına dönüştürebilen ve okyanus tabanında demir oksihidroksit parçacıklarının çökelmesine neden olabilen bir yükseltgen bir mekanizma (Bekker vd., 2014'ten).

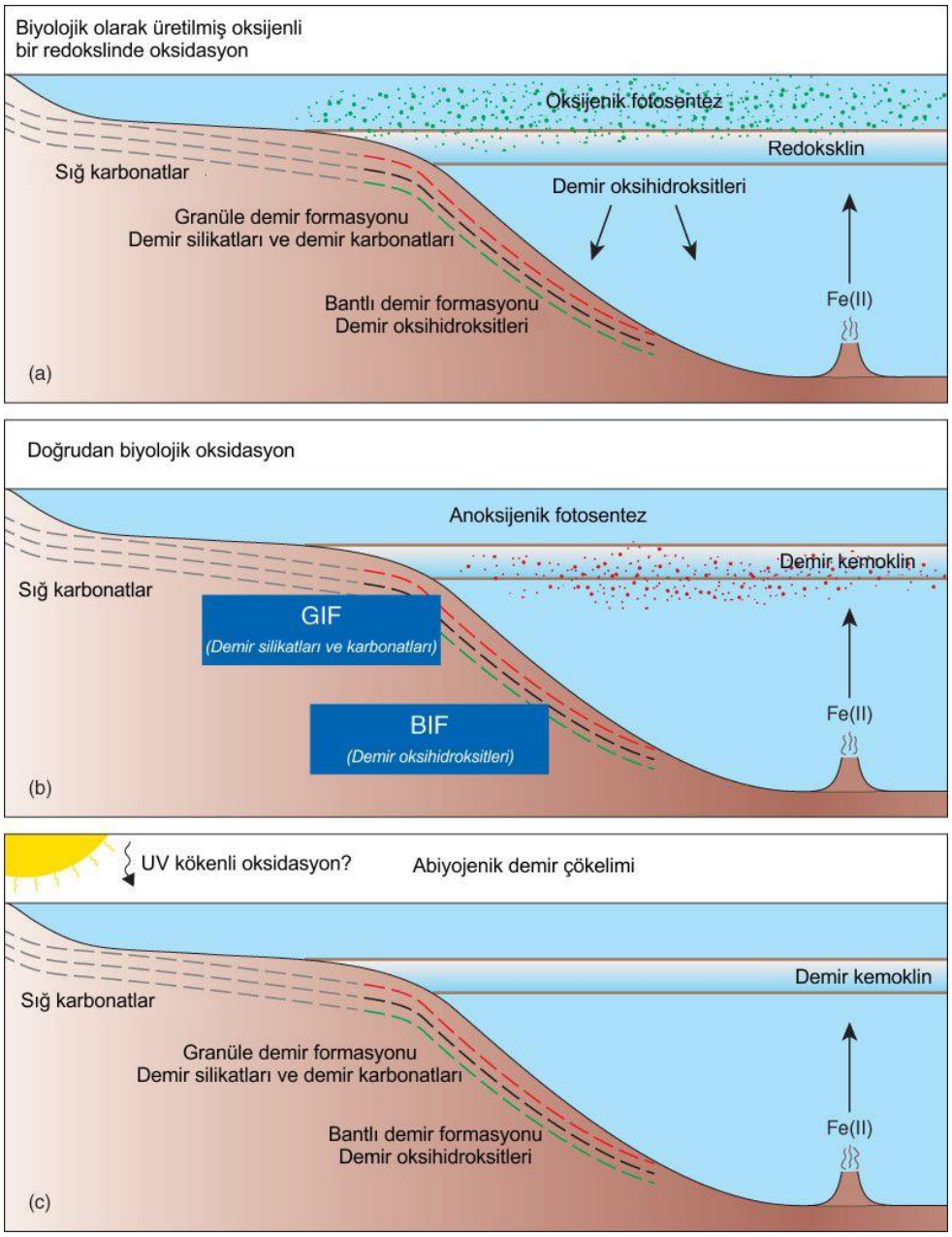
$$2Fe^{+2} + 0{,}5O_2 + 5H_2O \leftrightarrow 2Fe(OH)_3 + 4H^+ \quad (5.7)$$

Yaklaşık 2,32 milyar yıl önce gerçekleştiği düşünülen Büyük Oksidasyon Olayı'ndan (GOE) önce yeryüzünde yaygın şekilde indirgen koşulların hakim olduğu kabul edilmektedir (Bekker vd., 2004; Şekil 6.8). Bununla birlikte, GOE'den sonra 400 milyon yıl kadar önemli miktarlarda BIF çökelmiştir. Bu da lokalize okyanus ortamlarında Fe^{+2} çözeltide kalmasının sağlayacak indirgen koşulların devam ettiğini göstermektedir. İster deniz tabanındaki hidrotermal eksalasyonlar yoluyla (siyah dumanlı bacalar; bkz. Bölüm 3) doğrudan Fe^{+2} girişi olsun, isterse kıtasal taşkın bazaltlarının erozyonundan nehirler yoluyla gelen malzeme şeklinde olsun, eğer okyanuslardaki Fe zenginleşmesinin kaynağı manto sorguçları ise, 2,7 ve 1,9 milyar yıları arasındaki dönem üç ana sorguç olayının aynı zamanda geliştiği ve BIF ile GIF çökeliminin

büyük çoğunluğunun gerçekleştiği dönem olarak ele alınmalıdır (Şekil 5.18). BIF'lerin nadir toprak element desenleri hidrotermal baca çıkışı ve volkanik aktivitenin Algoma tipi BIF'lerde Fe^{+2} kaynağına önemli ölçüde katkıda bulunduğunu, ancak bu etkinin zamanla azaldığını ve böylece Rapitan cevherlerinin normal bir okyanus suyu karakterini yansıttığını gösterir (Misra, 2000). Neoproterozoyik'te Rapitan tipi BIF yataklanmalarında sorguç aktivitesi etkisinin olmaması dikkat çekicidir (Şekil 5.18). Son olarak, okyanus sularında amorf silisin [$Si(OH)_4$ olarak] çözünürlüğü nispeten yüksek (yaklaşık 120 mg/l) olduğundan, okyanusların kendilerinin de BIF'lerde silika kaynağı olma olasılığı yüksektir. Görünüşe göre, Arkeen-Paleoproterozoyik okyanusları silis açısından dönemsel olarak doygundur. Bu da Yerküre tarihinin bu erken evresinde okyanus tabanında periyodik yağış ve silisli madde çökelimini sağlamaktadır. Bu desen, daha sonraki jeolojik dönemlerde silikayı dış iskelet yapmak için kullanan organizmaların (örn. radyolarya gibi silisli protozoalar) evrimleşmesiyle değişmiş olup, bu element su sütunundan çekilmiştir. Örneğin, modern okyanuslar tipik olarak 10 mg/l'den az çözünmüş silika içerir ve bu da onları belirgin şekilde doygun olmaktan uzak kılar (MacKenzie, 1975). Okyanuslarda biyolojik evrimin bir fonksiyonu olarak mevcut Si'un azalması, demir cevherlerinin karakterlerinin zamanla BIF'lerden demirtaşlarına evrimleşmesine katkıda bulunur.

BIF oluşumunda yer alan taşınma ve çökelme mekanizmaları en iyi şekilde Fe^{+2} yükselme modeli ile açıklanmaktadır (Klein ve Beukes, 1993; Bekker vd., 2010, 2014). Bu model fosforun kıta şelflerinde yukarı doğru yükselme gözlemlerine benzer (bkz. Alt bölüm 5.3.3; Kazakov, 1937, 1939). Şekil 5.19'da modelin ana unsurları görülmektedir. Derin, indirgen okyanus seviyelerinden gelen demir Afrika ve Amerika gibi kıtaların batı kıyılarında günümüzde görülenlere benzer yukarı yönlü akıntılarla daha sığ şelf ortamlarına getirilir. Bu akıntılar sığ sularla etkileşime girerek Fe^{+2} oksitlenmesine ardından demir hidroksit [$Fe(OH)_3$] şeklinde hidroliz ve çökelmesine sebep olur. Prekambriyen BIF'lerin ve GIF'lerin oluşumuyla ilgili üç senaryo öngörülmüştür: (i) Oksijenin biyolojik olarak üretildiği bir redoks arayüzünde Fe^{+2} oksidasyonu (Şekil 5.19a) - siyanobakterilerin sığ su ortamlarında fotosentetik oksijen üreten muhtemel organizmalar olduğu ve bu mekanizmanın oksijen fotosentezleyen organizmaların evriminden önce gerçekleşmeyeceği düşünülmektedir. (ii) Mikroorganizmalar tarafından biyolojik olarak doğrudan Fe^{+2} çökelmesi (Şekil 5.19b). Örneğin, metabolik mikrobiyal demir oksidasyonu, *Proteobacteria* gibi bazı organizmaların bir elektron donörü olarak Fe^{+2}'yi kullandığı ve kemo-ototrofinin metabolik süreci yoluyla enerji üreten bir mekanizmadır. Fe^{+2}'nin doğrudan mikrobiyal oksidasyonunun gerçekleşebileceği birkaç yol vardır ve bu mekanizmanın Prekambriyen BIF çökelimi için en önemli süreç olduğu ileri sürülmektedir (Bekker vd., 2014); (iii) Fe^{+2}'nin güneşten gelen ultraviyole radyasyonla oksidasyonu (Şekil 5.19c). Bu mekanizma Arkeen zamanlarında ve oksijen üreten organizmaların evriminden önce hüküm sürmüş olabilir. GOE'den önce ozon tabakasının olmaması nedeniyle Dünya'nın yüzeyine ulaşan ultraviyole radyasyon akışının daha yüksek olması muhtemeldir ve bu da Fe^{+2}'nin foto-oksidasyonunun Arkeen zamanlarında daha yaygın olduğu görüşünü desteklemektedir.

Görüldüğü üzere, BIF birikimine katkıda bulunmuş olması muhtemel birkaç mekanizma vardır ve bunların her biri farklı zamanlarda ve farklı ortamlarda hüküm sürmüş olabilir. BIF çökelimi ile ilgili diğer süreçler siderit gibi demir karbonat minerallerinin oluşumuyla ilgilidir. CO_3 aktivitelerinin yeterince yüksek olduğu deniz ortamlarında $FeCO_3$ yine ya fotik bölgede yaşayan fotosentez yapan organizmalar tarafından oksijen üretimine ya da ferrözün ferrik iyonlara foto-oksidasyonuna tepki olarak çökelebilir (Cairns-Smith, 1978). Silika çökelmesi de aynı şekilde sorunludur. Ancak, okyanus yüzeyinden buharlaşmanın yerel silika aşırı doygunluğunu destekleyebileceği ve böylece sıkıştırıldığında çört haline dönüşen bir



Şekil 5.19 Arkeen ve Paleoproterozoyik zamanlarında sığ deniz BIF'lerinin oluşumunu açıklamada bir okyanusal kaynaktan gelen ferröz demirin yukarı doğru yükselmesi ve oksidasyonunun kullanılabileceği farklı senaryoları gösteren modeller: (a) Biyolojik olarak üretilen oksijen tarafından sığ seviyelerde ferröz demirin oksidasyonu siyanobakteriler gibi fotosentezleyicileri içeren model. Arkeen zamanlarında olası bir senaryo değildir. (b) Metabolik yolları içeren doğrudan biyolojik çökeltme yoluyla ferröz demirin oksidasyonu ve (c) ferröz demirin ultraviyole radyasyon gibi abiyolojik süreçlerle foto-oksidasyonu (Bekker vd., 2010, 2014'den).

jel olarak çökelmeyi sağlayabileceği öne sürülmüştür. BIF'lerde bantlaşmanın açıklaması bir sorun olmaya devam etmektedir. Fe ve Si bakımından zengin bantların oluşumu için alternatif öneriler çok ince lameller için günlük döngülerden (fotosentez ve foto-oksidasyonun geceleri kapandığı) mezobandlar için mevsimsel döngülere (yaz mevsimlerinde yükselen biyolojik aktivite ve demir çökelmesini arttırır) kadar değişmektedir. BIF'lerde bant oluşumuna katkıda bulunmuş olabilecek diğer mekanizmalar arasında su kimyasının bir fonksiyonu olarak Fe ve Si kolloidlerinin farklı çökelme süreçleri ve bazı biyolojik aracılık formları yer alır. Günümüz ortamlarında biyomineralizasyon süreçleri üzerine yapılan çalışmalar (bkz. Bölüm 3) ipliksi bakteri *Chloroflexus*'un hem silika hem de demiri ve bazen her ikisini de hücre duvarlarına bağlayabildiğini göstermiştir (Konhauser ve Ferris, 1996). Bu tür indüklenmiş biyomineralizasyonun BIF'lerde mikrofosiller olarak yorumlanan küremsi yapıların varlığıyla desteklenen bir fikir olan bazı Prekambriyen BIF'lerin oluşumuna uygulanabileceği düşünülmektedir (LaBerge, 1973). Aynı zamanda, okyanusların silikaya göre aşırı doygunluğu hücre duvarlarının silikanın çekirdeklenmesi için şablon görevi gördüğü, biyolojik olarak aracılık edilen sürekli çört çökelmesine yol açmış olabilir (Konhauser ve Ferris, 1996). Bu modelde demir oluşumlarındaki bantlanma, ya ferröz demirin dönemsel olarak tükenmesine ya da oksijen üreten planktonik bakterilerin periyodik (mevsimsel) azalan aktivitesine bağlanır.

5.3.1.5 Demir Formasyonu Çökelmesinin Döngüselliği

Yerküre tarihinin farklı dönemlerinde demir oluşumlarının çökelmesi (Şekil 5.18) bu kayaların atmosferik ve biyolojik evrimle ilgili çeşitli süreçlerin yanı sıra küresel tektonik döngülerin desenini yansıtan bir başka ilgi çekici özelliğidir (Bekker vd., 2010; bkz. Bölüm 6 ve Alt Bölüm 6.4).

Arkeen zamanlarında (>2,5 milyar yıl) BIF birikimi yayılım ve oluş sıklığı açısından nispeten kısıtlı idiyse de, (örneğin) GB Grönland'ın Isua yeşiltaş kuşağında oluştukları 3,8 milyar yıl gibi erken bir zamandan sonra 1 milyar yıl boyunca oluşmaya devam etmişlerdir. Arkeen BIF'leri tipik olarak Algoma tipinde olup, yeşiltaş kuşağı ortamlarında mafik volkaniklerle ilişkilidir. Bununla birlikte, volkanizma ile herhangi bir ilişkisi olmaksızın çökelmenin kırıntılıdan sığ deniz platform ortamlarına değiştiği Kaapvaal Craton'un Witwatersrand ve Pongola istiflerinde olduğu gibi, Superior tip BIF'lerin birkaç örneğinin, yaklaşık 3,0 milyar yıl kadar erken oluştukları bilinmektedir (Beukes ve Cairncross, 1991). Arkeen kabuğu, daha sonraki dönemlerde gözlenen büyük kara parçalarından yoksun olup, daha küçük kara kütlelerinden oluşmuş olsa da, Arkeen BIF'lerinin çökelimi, genellikle anoksik olan okyanus havzalarında tekrarlanmalı bir şekilde gerçekleşmiştir. Bu havzalarda demirin oksidasyonu ve çökelmesi, ya UV kaynaklı foto-oksidasyon (Şekil 5.19c) ya da doğrudan biyolojik oksidasyon (Şekil 5.19b) ile gerçekleşmiştir. Genellikle Arkeen BIF'leri (Bantlı Demir Formasyonları) de daha küçük, daha sınırlı okyanus havzalarında oluşmuş olabilir ve bu, bireysel yatakların boyutlarının, geniş yan yayılım gösteren Superior tiplerine kıyasla daha küçük olmasını açıklar. Arkeen BIF yataklanmasının en yoğun şekilde gerçekleştiği dönem bir süper sorgucun yerleşmesiyle çakıştığı yaklaşık 2,7 milyar yıllık dönemdir (Şekil 5.18; Isley, 1995; Bekker vd., 2010).

Paleoproterozoyik Zamanı'nda (2,5 milyar yıl ila 1,6 milyar yıl) iki farklı dönemde Superior tipte demir oluşumları gözlenmektedir. İlki, BIF'lerin (Bantlı Demir Formasyonları) hâkim olduğu dönem, yaklaşık 2,6 milyar yıl ile 2,4 milyar yıl arasında, Büyük Oksidasyon Olayı'ndan (GOE) önce gerçekleşmiştir. Bu dönemi daha sakin bir evre takip etmiş, ardından GOE'den sonraki 2,2 milyar yıl ile 1,8 milyar yıl aralığında büyük ölçüde GIF (Granüler Demir Formasyonu) birikiminin görüldüğü ikinci bir dönem yaşanmıştır (Şekil 5.18). Superior tip

demir oluşumları deniz seviyesindeki yüksek durgunluk dönemlerinde sorguç aktivitesinin ve okyanuslara Fe^{+2} girdisinin artmasıyla ilgili olarak sığ kıta platformlarında çökelmiştir. İlk dönemde küresel ölçekte büyük demir cevheri yatakları oluşmuş ve hem kıtasal hem de deniz ortamlarda mafik magmaların yerleşimini doğuran bir manto süper sorguç olayı ile aynı zamana denk gelmiştir. Tüm Prekambriyen BIF'inin %60 kadarı bu zamanda çökelmiş olabilir (Isley ve Abbott, 1999). Daha sonraki GOE-sonrası pals Superior Kratonu'nun kenarları etrafında önemli miktarda demir çökelmesine neden olmuştur. Bu bölge bu zamanda sorguçla ilgili büyük bir magmatik bölgenin (LIP) yerleşimi ile çakışmaktadır. Bu devre sırasında Fe^{+2} oksidasyonu okyanus suyu kolonunun üst kısımlarında siyanobakterilerin evrimi ve sonuçta ortaya çıkan oksijenli fotosentezin neden olduğu serbest oksijen birikiminin sonucu olabilir (Şekil 5.19a).

1,85 milyar yıldan sonra yaklaşık 1,1 milyar yıllık bir dönemde demir formasyonu çökeliminde önemli bir düşüş görülmektedir (Şekil 5.18). Büyük BIF çökelimi ancak (Rapitan tipi demir oluşumları) Neoproterozoyik "Kartopu Dünyası" olaylarının en erken dönemi olan Sturtian buzul döneminin gelişiyle birlikte 750 milyon yıl önce yeniden başlamıştır (Hoffman vd., 1998). Geç Neoproterozoyik'te küresel buzullaşma dönemleri ve araya giren küresel bir buz örtüsü nedeniyle deniz suyunun atmosferden izole edilmesinin neden olduğu okyanus sularının anoksisi, bu zamanlarda okyanuslarda Fe^{+2} konsantrasyonunu artırmış olabilir (Canfield vd., 2008). Atmosferde gazların birikmesiyle oluşan sera etkisi küresel buz örtüsünün nispeten hızlı erimesine ve okyanus suyu kolonunun sığ kısımlarında oksijenin eski haline dönmesine neden olmuştur. Bu bölgelerde ferröz demir oksitlenerek genellikle buzul diamiktit çökelimi ile bağlantılı olarak Rapitan demir formasyonlarını çökeltmiş olmalıdır. Rapitan tipi BIF'ler ve GIF'ler genel olarak Superior tiplere göre daha az çörtlüdür ve fosfat zenginleşmeleri daha fazladır. Bu durum geç Neoproterozoyik okyanus sularında genel olarak daha yüksek bir fosfor içeriğini (bkz. Alt bölüm 5.3.3) ve ayrıca denizel mikroorganizmaların bu süre zarfında deniz suyundan silika çıkarmasının başlangıcını işaret eder (Porter vd., 2003). Manto sorguçları Geç Neoproterozoyik'te demir oluşumunda önemli bir rol oynamamış gibi görünmektedir (Şekil 5.18). Güney Avustralya Adelaide jeosenklininin Sturtian yaşlı buzul çökeltileriyle ilişkili Braemar BIF'leri ve diamiktik demirtaşları bu süreçlerle oluşan kayaların bir örneğini temsil eder (Lottermoser ve Ashley, 2000).

Deniz ortamlarında oluşan ooidal demirtaşları da başlangıçta orta-Paleozoyik (Ordovisiyen ila Devoniyen) ve tekrar orta-geç Mesozoyik (Jura-Kretase) olmak üzere iki dönemdeki oluşum zirveleri ile dönemsel olarak çökelmiştir. ABD'nin orta ve güney Apalaşlar'ındaki Clinton Grubu'nun demirtaşları yaş olarak Silüriyen iken, KD Fransa'nın Lorraine bölgesinin Minette demirtaşları erken Jura dönemde çökelmiştir (Ramanaidou ve Wells, 2014). Ooidal demirtaşı oluşumu küresel okyanus anoksisi, deniz seviyesinde yüksek seviye ve Cu-Zn VMS yataklarının tercihli gelişimi dönemleriyle bağlantılı olabilir. Cu-Zn VMS yataklarının tercihli gelişimi okyanus kabuğunun ve deniz tabanı ekzalatif aktivitesinin yoğunlaşmasını yansıtır. Bu ilişkiler Bölüm 6'da (alt bölüm 6.5.3) daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

5.3.1.6 BIF'lerin Ekonomik Demir Cevheri Yataklarına Dönüşümü

BIF'ler tipik olarak yaklaşık eşit oranda demir mineralleri (hematit ve/veya manyetit gibi) ve çört içerir. BIF'lerdeki demir içerikleri %30 civarındadır. Bu konsantrasyon ekonomik bir maden işletmesi için genellikle yeterli değildir. Buna göre, çoğu cevher sınıfı BIF, ana materyale göre kalıntı demir açısından zenginleşmiş (tipik olarak %55'den fazla) bir cevher elde etmek için, genellikle silisin uzaklaştırılmasıyla doğal olarak zenginleştirilmiştir (Taylor vd., 2001). BIF'in zenginleştirildiği mekanizmalar karmaşık ve genellikle uzun ömürlü olup, bu süreç için birkaç model önerilmiştir (Tsikos vd., 2003;

Ramanaidou ve Wells, 2014; Hagemann vd., 2016). BIF'in demir cevherine zenginleştirilmesinin başlangıçta baskın olarak bir bozuşma döngüsü sırasında gerçekleşen bir süperjen süreci olduğu ve biraz da lateritleşmeye benzer olduğu düşünülmekteydi. Daha sonra, demir cevherlerinin yapısal olarak kontrol edildiği ve hipojen süreçlerin baskın olduğu fark edilmiştir. Batı Avustralya'nın Hamersley Eyaleti'ndeki Whaleback Dağı demir cevheri yatağının Kutu 5.2'deki açıklaması bu süreçleri daha ayrıntılı olarak açıklamaktadır.

BIF'lerin dünyanın birçok önemli demir üreten bölgelerinde incelenmesi, cevher kalitesinde bir malzemeye dönüşümün, genellikle BIF birikimini izleyen orojenik bir olay sırasında, hipojen akışkanların büyük yapısal süreksizlikler boyunca akışıyla kolaylaştırılan bir süreç olduğunu göstermiştir. BIF'lerle etkileşime giren akışkanlar değişken karakterli olup (magmatik, havza veya meteorik, ancak tipik olarak mezotermal, orta ila düşük tuzluluklu ve bazen bikarbonatla zenginleşmiş; Taylor vd., 2001) gözenek artışı ve buna eşlik eden kütle/hacim azalması ile başlangıçta silika kayadan yıkanarak ayrılır. Bu erken aşamada manyetit ve karbonat mineralleri oluşur. Daha fazla alterasyon, silikanın ve ayrıca daha önce oluşan karbonat minerallerinin daha fazla çözünmesi ile manyetiti kademeli olarak hematite (martit oluşturmak üzere) oksitler (Hagemann vd., 2016).

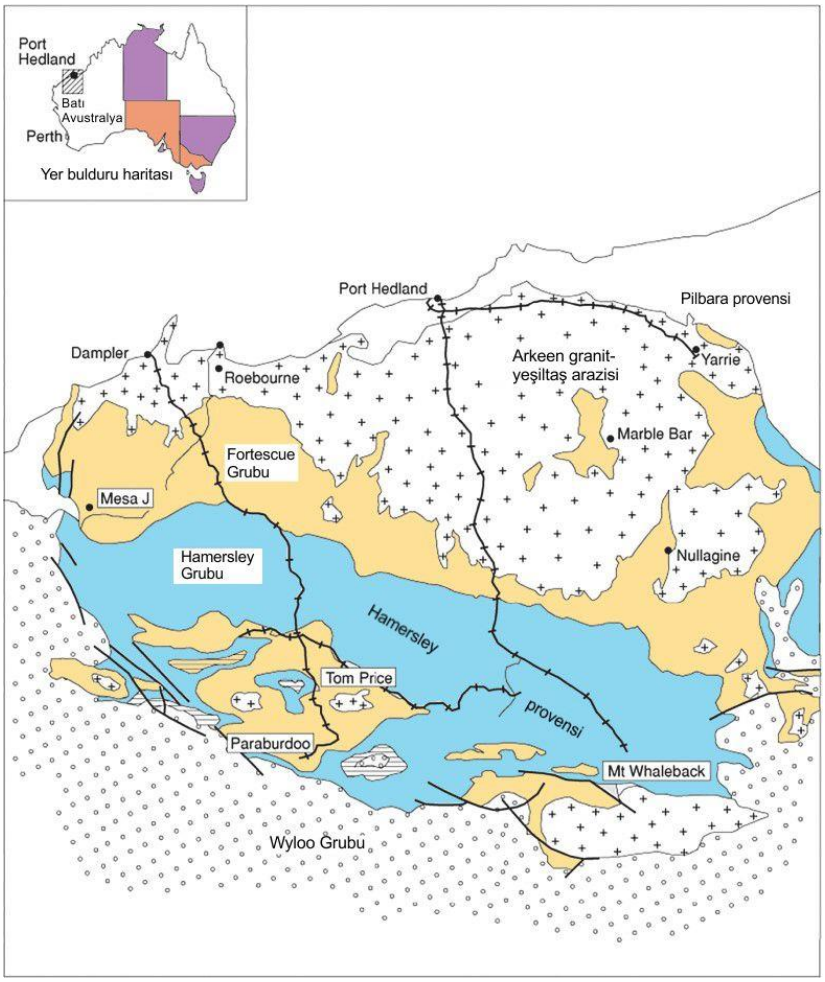
Bununla birlikte, BIF'lerin süperjen zenginleşmesi, istifin satha çıkması ve bozuşması sırasında da meydana gelebilir. Varsa, geç süperjen değişiklik, önceki demir oksit minerallerini demir oksihidroksitler (götit) ile ornatır ve buna lifli kuvars ve kil minerallerinin oluşumu eşlik eder. Kararsız demirin farklı şekilde oksitlenmiş, yüzeysel bir ortamda taşınması, bir elektrokimyasal model ile açıklanmıştır (Morris vd., 1980; Morris ve Kneeshaw, 2011). Demir oksit mineralleri elektronlar için iyi bir iletken olup, buna göre BIF içinde, meteorik sularda Fe^{+2}'yi oksitlendiği ve Fe^{+3} içeren götit olarak çökeltildiği anot alanındaki BIF'lere taşıyan büyük elektrokimyasal hücreler kurulur. Götit bu alanlarda çörtün yerini alır ve manyetit aşamalı olarak martite oksitlenir ve doğrudan taşınma ürünü olarak çok aranan yüksek tenörlü götit-martit cevherlerini oluşturur (Ramanaidou ve Wells, 2014). Elektrokimyasal modelin Batı Avustralya'daki Whaleback Dağı yatağına uygulanması Kutu 5.2'de ayrıntılı olarak değerlendirilmiştir.

Kutu 5.2 Kimyasal Sedimentasyon - Bantlı Demir Formasyonları: Mount Whaleback Dağı Demir Cevheri Yatağı, Hamersley Eyaleti, Batı Avustralya

Batı Avustralya'nın Arkeen-Paleoproterozoyik yaşlı Hamersley bölgesi dünyanın en büyük demir cevheri yataklarının bazılarına ev sahipliği yapan büyük miktarlarda Superior tip BIF içermektedir. Batı Avustralya büyük çoğunluğunu Hamersley Bölgesindeki zenginleşmiş BIF'den elde eden, dünyanın en büyük demir cevheri ihracatçısıdır. Mesa J, Tom Price, Paraburdoo ve Mount Whaleback dâhil olmak üzere birçok büyük maden ve birçok küçük işletmeden yılda 170 milyon tonun üzerinde ihracat kalitesinde demir cevheri üretmektedir. Bu cevherin büyük bir kısmı Japonya, Güney Kore ve Çin'e ihraç edilmektedir (Kneeshaw, 2002).

Mount Whaleback yatağı yaklaşık 1,8 milyar tonluk cevher kaynağı ile Avustralya'daki tek başına en büyük demir cevheri yatağıdır. Yatak Hamersley bölgesinin güneydoğu kesiminde dönemsel olarak deforme olmuş bir bölgede yer alır. En yoğun kıvrımlanma 2,4 ila 2,2 milyar yıl arasında Oftalmiyen orojenezi ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 5.2.1). Cevherin konak kayası BIF ve Brockman Demir

Formasyonunun bir parçası olan Dales Gorge Üyesi'nin demirli şeylleridir. Dales Gorge Üyesi Hamersley bölgesindekindeki üç ana demir oluşum serisinin ortancası olup, 2,54 ila 2,45 milyar yıl arasında çökelmiştir (Barley vd., 1997). Paleoproterozoyik tarihinin bu dönemi benzer kimyasal çökeltilerin kıta kenarlarında veya Güney Afrika ve Brezilya gibi dünyanın başka yerlerinde platform ortamlarında çökeldiği bir zamandır (bkz. Alt bölüm 5.3.1). Tüm bu yataklardaki BIF konak kayası başlangıçta tipik olarak yaklaşık %30 Fe içeren tabakalı bir çört-manyetit/hematit kimyasal tortusu idi. Ekonomik olarak işletilebilecek bir maden yatağı oluşturmak üzere BIF'in Fe içeriğinin bu değerin en az iki katı artması gerekir. Bu da kayadaki silisin seçimli olarak yıkanması veya değiştirilmesiyle sağlanır. BIF'in demir cevherine dönüşmek üzere zenginleştiği süreçler çok yönlü olup, bu konuda hem süperjen hem de hipojen süreçler öne sürülmüştür.



Şekil 5.2.1 Batı Avustralya'nın Hamersley bölgesindeki bazı önemli demir cevheri yataklarının basitleştirilmiş jeolojisi ve konumu (Kneeshaw, 2002'den).

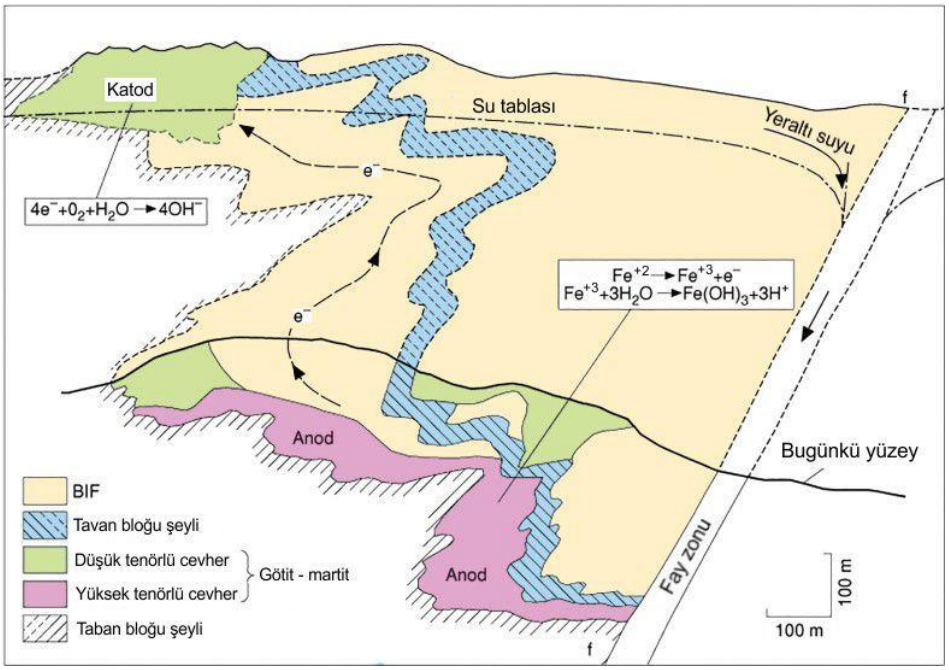
Mount Whaleback'de ve aslında Hamersley bölgesinde birçok yataktaki geleneksel cevher oluşum modeli BIF'in yüzeye çıkması ve konak kayanın ana deformasyon döneminden sonra süperjen değişimine maruz kalmasıdır. Bu süreç çörtün in situ olarak götit ile yer değiştirilmesini ve manyetitin hematite oksidasyonunu (martitleşme olarak adlandırılan süreç) kapsar. Bununla ilgili süreçler lateritlerin oluşumu sırasında gerçekleşenlere benzer (bkz. Bölüm 4'te Alt Bölüm 4.3). Ancak, silikanın yıkanması ve kalıntı demirin zenginleşmesinden ziyade, çört büyük ölçüde Fe oksihidroksit tarafından ornatılır. Süperjen alterasyondan sonra ortaya çıkan götit-martit kayası gömülmüş ve mikrokristalin hematit-martit cevheri oluşturmak üzere metamorfize olmuştur. Bu model Süperjen ve metamorfik süreçlerin bir kombinasyonunu öngörür. İlk olarak Morris (1985) tarafından önerilmiş olup, bölgedeki birçok zenginleşmiş BIF yataklarının özellikleriyle uyumlu olduğu düşünülmektedir. Zenginleşmiş BIF'in yüksek Fe tenörünü (%65 Fe), cevherin iri parçalı yapısını ve düşük fosfor içeriğini (yaklaşık %0,05) kapsayan bu özellikler cevherin pazarlanmasın aşamasında oldukça arzu edilen özelliklerdir (Kneeshaw, 2002).

BIF'in açığa çıkması ve süperjen alterasyonu görünüşe göre 2,2 milyar yıldan önce meydana gelmiştir (Martin vd., 1998b). Bu dönem içinde kırıntılı hematit cevheri parçalarının bulunduğu, Hamersley bölgesine komşu konglomeraların (yani Wyloo Grubu'nun; Şekil 5.2.1) maksimum birikme yaşıdır. Sıvı kapanım ve duraylı izotop verileri hematit-martit cevheri oluşumunun erken evrelerinde yer alan akışkanların sıcak (400 °C'ye kadar) süperjen veya yüzeye yakın ortamla kararsız tuzlu hidrotermal çözeltiler olduğunu da ortaya koymuştur. Tom Price madenindeki cevher topluluğunun mineralojisi ve diğer gözlemler birçok araştırmacının konak kayası zenginleşmiş BIF olan hematit-martit cevherleri için bir hipojen köken önermesine yol açmıştır (Barley vd., 1999; Powell vd., 1999). Bu önerilerden biri sıcak, oksitleyici havza akışkanlarının (yani, "orojenik akışkanlarlar"ın; bkz. Bölüm 3) deformasyon ve kıvrılmanın ana aşamasında düşük açılı itki faylarına odaklandığı ve başlangıçta BIF'de silika çözünmesinden ve hematitin yeniden kristallenmesinden sorumlu olanların da bu akışkanlar olduğu şeklindedir.

Hamersley demir yataklarının hipojen kökenini destekleyen bir özellik, bu yatakların yüzeyden oldukça derinliklere (500 m'den fazla) uzanabilmeleridir. Bu özellik tek başına süperjen süreçlere karşı bir argüman oluşturmasa da, Morris vd. (1980)'in Mount Whaleback'de yaptıkları çalışmada bu durumu açıklamak için elektrokimyasal süreçlerle ilişkili yeni bir süperjen alterasyonu öngörmüşlerdir (Şekil 5.2.2). BIF'deki manyetit bakımından zengin katmanların yüksek elektriksel iletkenliği, oksidasyon potansiyellerinin önemli derinliklere uzanmasını sağlar ve bir elektrokimyasal hücre uygun şekilde konumlandırılmış fay sistemleri boyunca dolaşan yeraltı suları aracılığıyla iyonik iletimle tamamlanır. Yüzeyde, oksijenli yeraltı sularında elektronların tüketildiği etkili bir katot oluşur. Eşlik eden anot ise derinlerde bulunur; burada ferröz iyonlar ferrik iyonlara oksitlenir ve ardından götit gibi bir demir oksihidroksit olarak çökelir. Bu elektrokimyasal süreç önemli derinliklerdeki alterasyon süreçlerini açıklasa da, yüzeye yakın ortamda normal süperjen süreçlerinin veya lateritleşmenin varlığını yok saymaz (Morris vd., 1980; Morris ve Kneeshaw, 2011).

Son olarak, Hamersley Provensi'nin Paleojen erozyonu ve bozuşma döngüsü sırasında aktif olan süperjen süreçleri ile ilişkili çok daha genç cevherleşme bileşenine

(yaklaşık %35'i) sahip olduğu belirtilmelidir. Bu demir yatakları kanal demir yatakları olarak adlandırılır (KDY/CID; bkz. Alt bölüm 5.3.1) ve her ikisi de mekânsal olarak tabakalı cevherlerle bağlantılı olan olgun nehir yataklarında ve kolüviyal yelpazelerde bulunur (Kneeshaw, 2002). Şu anda CID'lerde çok önemli demir cevheri kaynakları belgelenmiş olup, bunların bölgenin gelecekteki demir cevheri üretiminde giderek daha önemli bir rol oynaması muhtemeldir (Ramanaidou ve Wells, 2014). Zenginleşmiş BIF cevherlerinin kökeni tartışmalı olmaya devam etse de, bölge uzun ve karmaşık bir jeolojik geçmişe sahiptir ve cevher oluşum süreçlerinin karmaşık ve dönemsel olduğu düşünülmektedir.



Şekil 5.2.2 Mount Whaleback demir yatağı boyunca konak kayası zenginleşmiş BIF olan cevherin yayılımın ve elektrolitik süreçlerle demir zenginleşmesinin varsayılan doğasını gösteren basitleştirilmiş kesit (Morris vd., 1980'den).

5.3.2 Tabakalı Mangan Yatakları

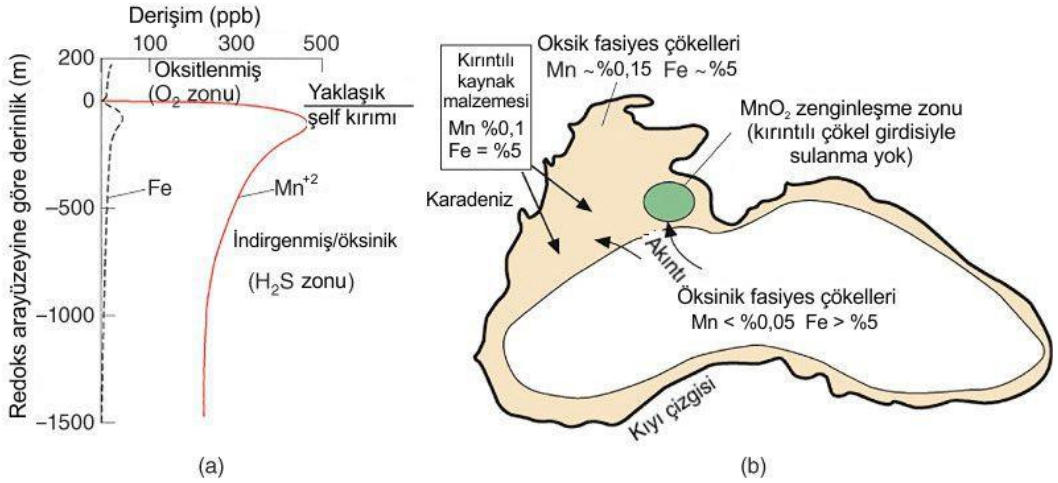
Dünyadaki sedimenter manganez yataklarının çoğu BIF ve demirtaşı cevherlerinin de oluştuğu ortamlara benzer ortamlarda oluşmuştur. Superior tip BIF'ler bazen mangan cevherleriyle yakından ilişkilidir. Bunun en iyi örneği, Güney Afrika'nın Kalahari mangan sahasında dünyanın işletilen en büyük Mn yataklarıdır (Miyano ve Beukes, 1987; Frakes ve Bolton, 1992; Cornell ve Schütte, 1995). Transvaal Havzası'nda konak kayası BIF olan eşit derecede önemli demir cevherlerinin meydana geldiği seviyelerin üzerinde, stratigrafik seviyelerde muazzam yataklanmış mangan oksit cevheri rezervleri oluşmuştur. Fe ve Mn'ın oldukça benzer kimyasal özellikleri göz önüne alındığında bu beklenmedik bir durum değildir (Maynard, 2014). Manganın jeokimyasal davranışı demirde olduğu gibi oksidasyon potansiyeli ile kontrol edilir. İndirgeyici ve

asidik koşullarda çözünür olan Mn^{+2} şeklinde bulunduğu gibi, nispeten oksitleyici ve alkali koşullarda daha az çözünen ve duraylı mangan oksitler şeklinde Mn^{+3} ve Mn^{+4} olarak da bulunur (Şekil 5.17b). Pirolüsit veya MnO_2 yüksek Eh'de ve geniş bir pH aralığında baskın oksit fazı iken, rodokrosit ($MnCO_3$) alkali ve daha indirgen koşullar altında duraylıdır. Mangan ve demir faz diyagramlarının karşılaştırılması (Şekil 5.17a ve b) pirolüsiti duraylı kılmak için hematite göre daha yüksek oksidasyon potansiyellerinin gerekli olduğunu gösterir. Fe^{+2}'nin Mn^{+2}'den daha kolay oksitlendiği gerçeği, Mn çözelti içinde kalırken demirin çökelebileceği anlamına gelir ve demir cevherlerinin Transvaal Havzası'nda olduğu gibi mekânsal (veya stratigrafik olarak) mangan cevherlerinden ayrılabileceği gözlemine olası bir açıklama sağlar. Son bahsedilen durumda (içinde Sishen ve Thabazimbi yataklarının geliştiği) BIF'leri oluşturmak üzere çözeltiden ferrik demirin erken çökelmesi demirin su sütununu tüketecek; böylece daha sonraki çökelme, daha üst bir stratigrafik seviyede ve daha oksitleyici koşullar altında Fe'i tükenmiş mangan oksit cevherlerinin oluşumuyla sonuçlanacaktır. Bu süreç için kanıt, BIF'lerin önceki çökelimini ve sistemden Fe çıkarılmasını yansıtan tükenmiş $\delta^{56}Fe$ değerlerini içeren Mn cevherlerinin bir demir izotop çalışmasıyla sağlanmıştır (Tsikos vd., 2010).

Mangan yatakları Paleoproterozoyik'ten yakın zamana kadar değişen yaştaki çökellerde bulunur. Kuzey Avustralya'daki Kretase Groote Eylandt mangan oksit cevherleri ve cevherlerin ağırlıklı olarak rodokrozitten ($MnCO_3$) oluştuğu Meksika'nın Molango bölgesi gibi en büyük yataklardan bazıları Fanerozoyik yaşlıdır. Tortul mangan cevheri oluşumunun ilginç bir güncel karşılığı, aktif çökelimin MnO_2 birikimini sürdürdüğü Karadeniz örneğidir. Karadeniz su yoğunluğu ve bileşimi bakımından belirgin bir şekilde tabakalanmış olup, yaklaşık 200 m derinliğin altındaki sular öksiniktir (yani, H_2S ile kararlı, aşırı indirgen). Piritli çamurlar deniz tabanında birikir ve bu da tüm su kolonundaki demiri etkili bir şekilde tüketir. Buna karşılık, Mn çözelti içinde Mn^{+2} olarak bulunduğundan, daha derin sularda yoğunlaşmakla birlikte, çökeldiği sığ ve oksitlenmiş sularda tükenir. Karadeniz'deki Mn ve Fe için derinlik-derişim profilleri şekil 5.20a'da verilmiş olup, yüksek-Mn öksinik ve oksitlenmiş yüzey suları arasında karışımın meydana geldiği redoks ara yüzünün hemen altında oluşan mangan zenginleşme zonunu göstermektedir. Ara yüzde Mn^{+2}, Mn^{+3}'e oksitlenir ve parçacıklı Mn yeniden çözünebileceği daha derin seviyelere yerleşir. Bununla birlikte, zenginleşmiş karışım zonunun sığ deniz tabanıyla kesiştiği yerde, çökel katmanlarında MnO_2 veya $MnCO_3$ birikimi (yerel oksidasyon potansiyeline bağlı olarak; bkz. Şekil 5.17b) gerçekleşir. Karadeniz'in kuzey-orta kısmı için gösterildiği gibi, birikim alanları kırıntılı çökel girdisi ile seyreltilmeden korunduğu zaman cevherleşme daha da artar (Şekil 5.20b).

5.3.3 Okyanus Tabanı Manganez Yumruları Hakkında Bir Not

HMS *Challenger*'ın 1872-1876 oşinografik araştırma seferi keşiflerinden bu yana, çoğu büyük okyanusların derin, pelajik kısımlarında bulunan (ferro)-manganez nodüllerinin Mn, Fe, Cu ve Ni (ayrıca daha az miktarda Co, Zn ve diğer metallerin) içerdiği anlaşılmıştır (Hein ve Koschinsky, 2014). Mangan yumruları genellikle okyanus havzalarının tortul çökelme oranlarının çok düşük olduğu (milyon yılda 7 metreden az; Heath, 1981), hızlı çökelimin olmadığı, yüksek biyolojik verimlilik ve kimyasal çökelimin hüküm sürdüğü yüksek enlem bölgeleri dışındaki yerlerde meydana gelir. Aramaların verimli (metrekarede 100 nodüle kadar) nodül oluşumuna dair geniş alanları tespit ettiği Pasifik Okyanusu'nda en iyi şekilde geliştikleri görülmektedir. Bu alanlar ayrıca ağırlıkça %2'ye kadar birleşik Cu+Ni ve önemli Co ve Zn ile normal metal içeriğinden daha yüksek nodüller içerirler (şekil 5.21). Böyle bir alan Meksika'nın batısındaki Clarion-Clipperton bölgesidir.

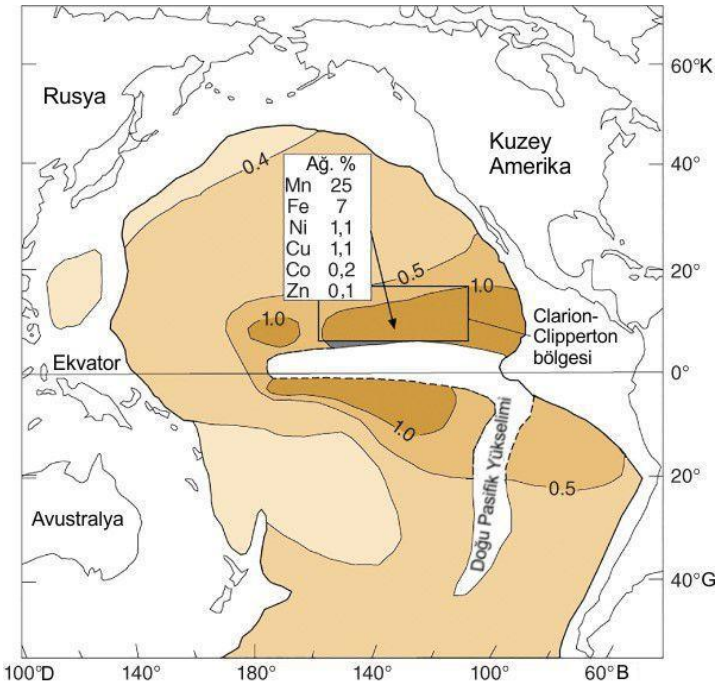


Şekil 5.20 (a) Karadeniz'de Fe ve Mn için derinlik-konsantrasyon profilleri. Fe deniz tabanındaki pirit birikimi ile su kolonunda çekilirken, Mn baskın olarak indirgen su kolonunda çözelti içinde orta derecede yüksek seviyelerde bulunur. Mn'ın maksimum zenginleşmesi Mn^{+2}'nin Mn^{+3}'e oksitlendiği ve çökeldiği redoks arayüzünün hemen altında meydana gelir. (b) Karadeniz'in taban çökellerindeki Mn dağılımı. Mn birikimi Mn çökelim bölgesinin deniz tabanı ile kesiştiği noktada meydana gelir (Force ve Maynard, 1991'den değiştirilerek alınmıştır).

Mangan yumruları genellikle oval, birkaç cm çapında ve deniz tabanında yanmış bir patates görünümlüdür. Kesit alındığında genellikle kısmen eş merkezli katmanlara sahip olduğu görülür ve bu nodüller bir kırıntı veya biyojenik bir parça etrafında çekirdeklenmiş oluşumları temsil ederler. Mineralojik olarak genellikle hidratlanmış Fe ve Mn oksihidroksitlerden çeşitli fakat daha kompakt, kimyasal olarak değişken Fe ve Mn oksitlere (vernadit, birnesit, todorokit, götit ve hematit gibi) kadar bir değişikliği yansıtan içsel ışınsal büzülme çatlakları sergilerler (Heath, 1981). Manganez yumrularının oluşumu hala tam olarak anlaşılamamıştır. Metaller şüphesiz deniz suyundan türer, ancak sonuçta denizaltı ekzalatif çıkışlar, kırıntılı ve volkanik girdiler ve pelajik çökellerin diyajenezini içeren çeşitli kaynaklardan gelir. Nodüllerin oluşumu ve içerdikleri metal yoğunlaşmaları aşağıdaki mekanizmalardan biri veya birkaçıyla ilişkilendirilmiştir:

- Deniz suyundan elde edilen emilmiş veya alınmış metalleri içeren kil ve biyojenik (dışkı) atıkların çökelmesi, ardından çözünme ve ayrışma sırasında metallerin salınması.
- Metallerin deniz suyundan, etrafında yumrulu büyümenin gerçekleştiği çekirdeği oluşturan uygun bir alt tabakaya doğrudan çökelmesi,
- Metallerin okyanus dibindeki çökellerin gözenek sularında yukarı doğru difüzyonu,
- Okyanus tabanı çökellerindeki alterasyon ve sıkışma sırasında otojenik reaksiyonlar,
- Bakteriyel aktivite ve geçiş metallerinin oksidasyonu. Bu çerçevede belirli bakteri türlerinin (*Metallogenium* gibi) kararsız Mn^{+2}'nin oksidasyonunda ve ardından çökelmesinde özellikle yaygın olduğu ve Atlantik Okyanusu'ndaki mangan nodüllerinde tespit edildiği bilinmektedir (Trudinger, 1976).
- Cu ve Ni'in todorokit (çok elementli bir Mn oksihidroksit) yatkınlığı gibi, çözünmüş geçiş metallerinin belirli Fe ve Mn oksihidroksit minerallerine tercihli alımı.

Derin okyanus mangan yumrularının oluşumunda yer alan süreçlerle ilgili mevcut belirsizlik, yukarıda önerilen çeşitli mekaniz-



Şekil 5.21 Pasifik Okyanusu'nda bakır içeriği (ağırlık yüzdesi cinsinden) açısından konturlanmış, baz metaller açısından zengin mangan yumrularının yoğunlaştığı ekvator altı bölgeleri gösteren harita. Nodül içermeyen alanlar çökelme hızlarının yüksek olduğu kıtaların yakınında, ayrıca biyolojik üretkenliğin yüksek olduğu ekvator ve Doğu Pasifik Yükselimi boyunca gözlenir. Özellikle zenginleşmiş bir bölge olan Clarion-Clipperton bölgesi kutu içine alınarak vurgulanmıştır (Heath, 1981'den).

malara yansımaktadır. Bu önerilerin çoğu birbiriyle çelişmemekte olup, nodül oluşumu muhtemelen uzun ömürlü bir süreçtir. Şu anda manganez yumrularının işletilmesiyle ilgili en büyük sorun teknik olmaktan ziyade politik, çevresel ve ekonomiktir. Okyanus suyunun birkaç kilometre derinliklerinde mangan yumrularını kullanmak için gerekli teknolojilerin üstesinden gelinebilir ise de, uluslararası olarak kabul edilebilir bir deniz yasasının formülasyonu çok daha büyük ve daha tartışmalı bir konudur. Manganez yumruları yine de gelecek için önemli bir metal kaynağını temsil etmektedir.

5.3.4 Fosforitler

Fosfor çoğu canlı organizmanın büyümesi ve gelişmesi için gerekli olan önemli bir elementtir. DNA ve RNA da dâhil olmak üzere bazı proteinlerin temel bileşenidir. Omurgalıların kemik ve dişlerinin yanı sıra birçok omurgasızın kabukları ve ince dış iskeletleri için bir yapı taşıdır. Bitkiler de büyümesi için fosfora ihtiyaç duyar ve bu nedenle fosfat gübrenin önemli bir bileşenidir. Küresel gıda arzını sürdürmek için suni gübre üretimi her yıl yaklaşık 250 milyon ton fosfat kayası gerektiren önemli bir endüstri haline gelmiştir (Heckenmüller vd., 2014). Fosforik asit ve ardından çeşitli farklı gübre türlerinin üretiminde kullanılan fosfat cevheri ağırlıklı olarak fosfor bakımından zengin çökellerden veya fosforlardan elde edilir. Fosfor %15-20'den fazla P_2O_5 içeren bir çökel olarak tanımlanır. Doğal fosfor döngüsü küresel tektonik evrim ve iklim değişikliği modellerine bağlı olarak değişiklik gösterir ve son zamanlarda tarım ve gübreleme gibi antropojenik faktörlerden de etkilenmektedir. Örneğin, ilerleyen fiziksel ve kimyasal bozuşma, çözünmüş halde ve kırıntı mineraller şeklinde okyanuslara artan miktarda fosfat sağlayacak şekilde sonuçlandığı zaman, okyanus çukurluklarına fosfor girdisinin orojenik dönemlerde arttığı görülmektedir. Okyanuslardaki fosfor daha sonra biyolojik olarak veya kıta kenarlarında çökelme ve diyajenez sırasında sabitlenir. En yaygın fosfat minerali olan florapatit [$Ca_5(PO_4)_3F$] genellikle

basitçe apatit olarak adlandırılır ve birçok magmatik kaya türünde bir aksesuar faz olarak oluşur. Çökel ortamlarında karbonat anyonu, daha önce kolofan veya frankolit olarak adlandırılan mikrokristalin veya amorf bir mineral olan karbonat-florapatit (CFA) oluşturmak üzere kısmen fosfat iyonunun yerini alır.

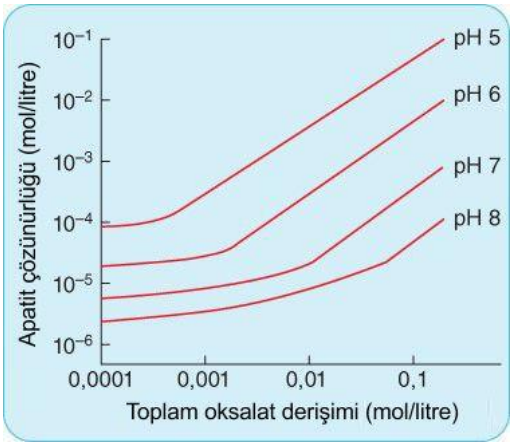
Fosforitler genellikle BIF'ler, demirtaşları ve tabakalı mangan cevherleri ile hemen hemen aynı çevresel ortamlarda, yani kıta şelfleri boyunca ve lagünler ve deltalar gibi sığ marjinal deniz ortamlarında oluşur. Bu nedenle, oluşum süreçleri Fe ve Mn yataklarına oldukça benzer ve esas olarak metal konsantrasyonlarının normalin üzerinde olduğu soğuk okyanus suyunun yukarı doğru yükselmesini ve ardından bu metallerin kıta sahanlıklarına çökelmesini içerir. Aslında, yükselme hipotezi ile ilgili ilk açıklamalardan biri, 1930'larda Rus bilim insanı A.V. Kazakov'a (Kazakov 1937, 1939) atfedilen ve kıta sahanlığı ortamında fosfat açısından zengin çökellerin oluşumuna uygulanan hipotez olup, bu hipotez daha sonra demir ve mangan çökelleri için de benimsenmiştir. Derin deniz sondajları ve okyanus tabanı araştırmaları fosfat konsantrasyonlarının şu anda Namibya ve Şili-Peru kıyıları boyunca açık denizde ve çözelti içinde az miktarda fosfor oksi-anyonu taşıyan derin, soğuk akıntıların yükselmesiyle ilgili olduğunu göstermiştir. Aynı ortamlar verimli balıkçılık alanları olarak da bilinir. Bu özellik, fosfatik besinlerin mevcudiyeti ile biyolojik üretkenlik arasındaki ilişkiyi doğrulayan bir özelliktir.

Okyanus yükselmesi fikri ilk ortaya atıldığında yükselme alanlarında fosforun deniz tabanına çökelmesinin inorganik bir olay olduğu ve kıyı çevresinde çözünürlüğün azalmasıyla ilgili olduğu öne sürülmüştür. Bu fikir dar bir bakış açısıyla ele alınmış olup, günümüzde okyanuslardaki fosfor döngüsünün büyük ölçüde organik süreçler tarafından kontrol edildiği bilinmektedir. Ayrıca, fosfat birikiminde mikroorganizmaların rol oynaması da olası olarak değerlendirilmektedir (Trudinger, 1976). Fosfor deniz suyunda ya PO_4^{-3} (çok alkali koşullar altında duraylı), HPO_4^{-2} (baskın anyonik kompleks) ya da $H_2PO_4^-$ (asidik koşullar altında duraylı) kompleksler olarak çözünür. Bu anyonik kompleksler sığ deniz ortamlarında yaşayan organizmalar tarafından kabuk, kemik ve dişleri oluşturmak üzere alınır. Bu nedenle, deniz tabanında fosfor birikimi Fe ve Mn durumlarında olduğu gibi kimyasal bir redoks reaksiyonu ile ilişkili olmayıp, konakçı organizma öldükten ve okyanus tabanına yerleştikten sonra meydana gelir. Fosfor çürüyen organizmadan serbest kalır ve bir kalsiyum fosfat bileşiği oluşturur. Bu bileşik daha sonra CFA'ya dönüşür. Deniz tabanındaki kalsiyum fosfat konsantrasyonu aşağıdaki reaksiyon ile tanımlanır:

$$3Ca^{+2} + H_2PO_4 \leftrightarrow Ca_3(PO_4)_2 + 2H^+ \qquad (5.8)$$

Bu reaksiyon çökelmenin pH başta olmak üzere çeşitli faktörlere bağlı olduğunu gösterir. Şekil 5.22'de çözeltinin pH ve oksalat içeriğinin bir fonksiyonu olarak deniz suyundaki apatit çözünürlüğü görülmektedir (oksalik asit $H_2C_2O_4$'tür). Apatit çözünürlüğünün daha asidik koşullar altında belirgin şekilde daha yüksek olduğu ve bu temelde, kıtasal şelfler için geçerli olan nispeten alkali, sıcak su koşullarında apatit oluşumunun daha olası olduğu açıktır. Daha derin, daha soğuk ve daha asidik sular fosfat çözünürlüğünü artıracaktır.

Bununla birlikte, fosfatik sedimentlerde CFA oluşumu basit bir süreç değildir (Piper ve Perkins, 2014). CFA'nın deniz suyu-sediment arayüzünde mi (yani organik materyalin çürüdüğü yer de mi) yoksa sedimentin daha sonra sıkıştırılması ve susuzlaştırılması sırasında diyajenezin bir ürünü olarak mı geliştiği konusunda önemli tartışmalar vardır.



Şekil 5.22 Çözelti pH'si ve oksalat derişimine bağlı olarak deniz suyundaki apatit çözünürlüğü tahminleri (fosfat derişimi cinsinden ifade edilir) (Schwartz, 1971'den).

Bu tartışmalar fosforit cevherlerinin kökeni ve oluşumu ile ilgili olup, her iki süreç için de kanıtlar var gibi görünmektedir. Günümüz okyanuslarının derin kısımlarında çözünmüş fosfat derişimleri düşüktür (yaklaşık 50-100 ppb; Bentor, 1980). Sığ deniz ortamında biyolojik kullanım nedeniyle daha da fazla tükenmiştir. Günümüzde derin okyanuslarda bile, çözeltideki düşük fosfat derişimlerinin düşük olası nedeniyle, deniz suyunun apatitce doygun olması pek olası görünmemektedir. Bu da, deniz suyu-çökel temas yüzeyinde apatitin birincil çökelmesinin de mümkün olmadığını gösterir. Bu durum genel olarak günümüz okyanusları için geçerli olsa da, okyanus kimyası ve biyolojik evrimsel gelişim gibi faktörlerin farklı olduğu önceki jeolojik çağlarda geçerli olmayabilir. Ayrıca, aşağıda açıklanan Güney Afrika örneğinde olduğu gibi, yüksek organik çürüme oranlarının deniz suyunda yerel fosfat doygunluğuna neden olabileceği kısıtlı, ancak biyolojik olarak üretken ortamlar (lagün gibi) için de geçerli olmayabilir.

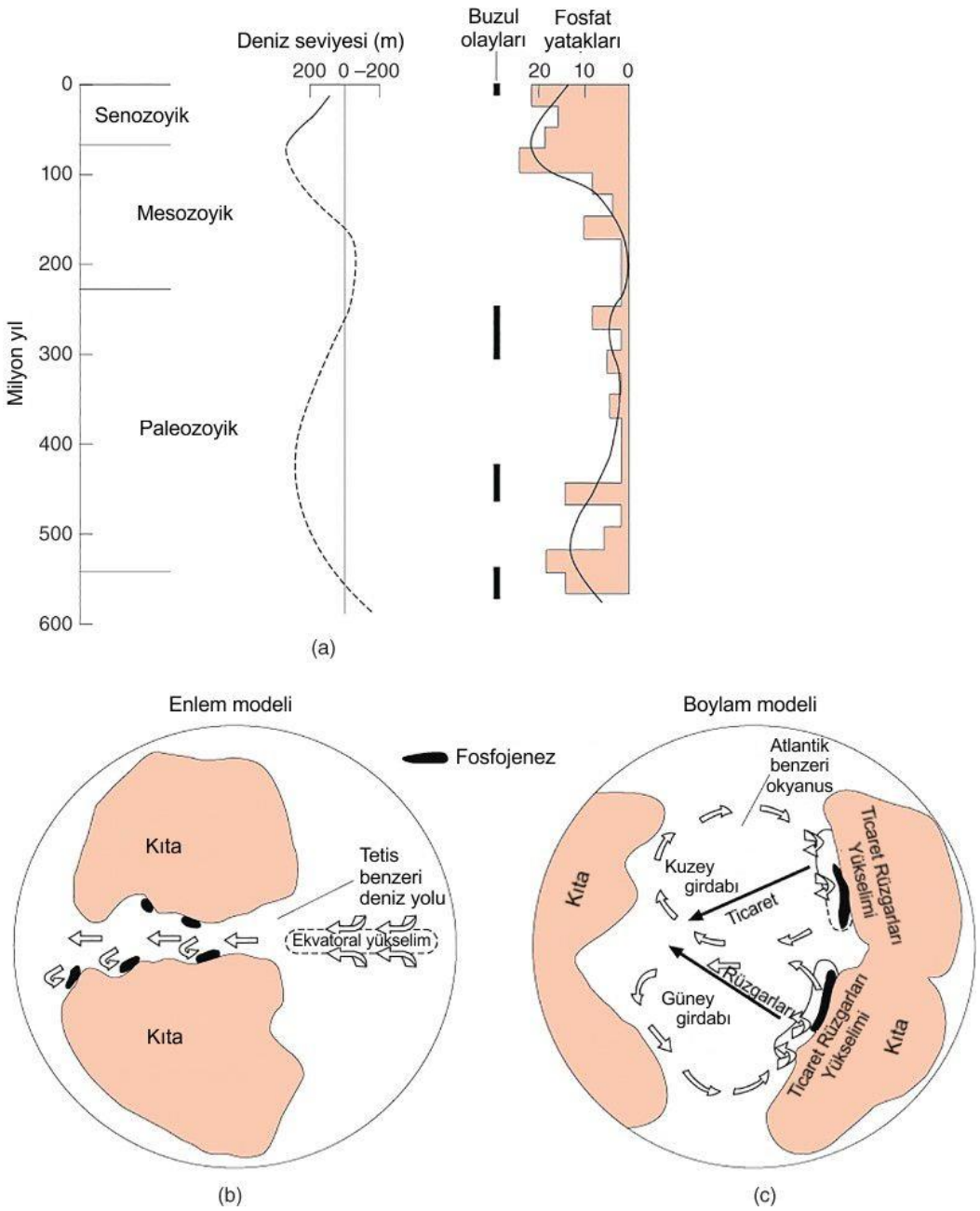
Sheldon (1980) Prekambriyen okyanuslarındaki fosfat derişimlerinin şu anda olduğundan daha yüksek olabileceğini öne sürmüştür. Çünkü, o dönemde hüküm süren daha düşük O_2, daha yüksek CO_2 atmosferik koşulları, daha asidik bir deniz suyu bileşimi ve daha yüksek fosfat çözünürlüğü anlamına gelmektedir. Fosfata bağımlı organizmaların gelişmesinden önce var olan okyanusların biyolojik fosfor tükenmesine maruz kalmadığı da açıktır. Aynı şekilde, o dönemde okyanuslar biyolojik olarak CFA çökelimi ve derişiminin meydana gelebileceği ortamları üretemeye de yetenekli değildi. Bu nedenle, önemli Prekambriyen fosforit yatakları mevcut değildir ve var olan birkaç örnek, muhtemelen deniz suyundan fosfatın doğrudan çökelmesiyle oluşmuştur. Bununla birlikte, atmosfer geliştikçe Kambriyen patlaması gibi biyolojik çeşitliliğin artışıyla çakışan herhangi bir olay, okyanuslardan ve atmosferden CO_2'yi uzaklaştırarak sığ su ortamında pH'yi artırabilir ve doygun deniz suyu kolonundan apatitin doğrudan çökelmesini sağlayabilir. Diğer taraftan, daha verimli bir zenginleşme biçimi, fosfata bağımlı yaşam formlarının çürümesi ve organik açıdan zengin çökellerle birlikte fosforitlerin oluşumu olabilir. Büyük fosforit yataklarının çoğunun yaş olarak Fanerozoyik olmasının nedeni muhtemelen budur. Örneğin, Prekambriyen-Kambriyen sınırının önemli miktarda fosforitik çökel birikiminin meydana geldiği bir dönemle çakıştığını belirtmek yerinde olacaktır (Cook ve Shergold, 1984). Moğolistan, güneydoğu Asya ve Avustralya yatakları bunun güzel örnekleridir. Buna karşılık, Mesozoyik ve Senozoyik fosforit yataklarının oluşumu esasen çökel evriminin diyajenetik aşamasında gerçekleşmiş olmalıdır. Çünkü, su kolonundaki fosfat derişim seviyeleri doğrudan CFA çökelmesine izin vermeyecek kadar düşüktür. Bu senaryoda organik açıdan zengin konak tortullarındaki fosfat derişimi zamanla kademeli olarak artar. Öyle ki, gözenek arası sıvılar sonunda fosfat açısından oldukça zengin hale gelir (çözelti içinde birkaç bin ppb'ye kadar HPO_4^{-2} ölçümleri kaydedilmiştir; Bentor, 1980). Bu durum çökeltiler sıkıştırılıp taşlaştıkça diyajenetik apatit oluşumu için ideal bir ortamı temsil eder. Bu tür süreçler Fas'ın Kretase-Paleojen yatakları ve muhtemelen Florida'daki oolitik

fosforitler gibi yataklarla ilgili olabilir. Ancak, Florida'daki oolitik fosforitler diyajenetik agregasyon sonrası mekanik aşınma ve çökel taşınması ile yeniden işlenmiş allokton yataklara yol açmıştır (Riggs, 1979).

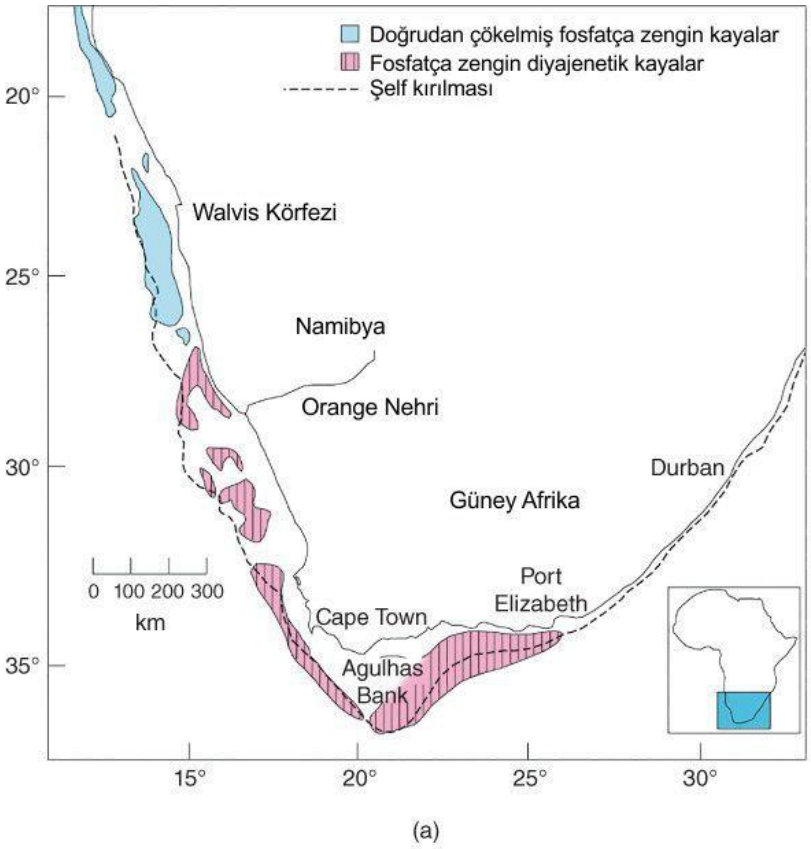
Küresel iklim desenleri ve östatik deniz seviyesi değişiklikleri gibi diğer faktörlerin de fosforitlerin oluşumunda rol oynadığı bilinmektedir (Cook ve McElhinny, 1979; Sheldon, 1980). Şekil 5.23a'da fosfat yataklarının sayısı ile deniz seviyesinin yüksek olduğu dönemler arasında geniş bir korelasyon olduğu görülmektedir. Sunulan açıklama, yüksek deniz seviyelerinin ve kıta sahanlıklarının su baskınlarının dolaşımı ve yükselmeyi artırdığı yönündedir. Ekvatoral olarak hizalanmış bir deniz yolunda artan bir yükselim meydana gelirse (Şekil 5.23b), fosforit oluşumu bu tür biyolojik olarak üretken ortamların varlığına eşlik eden biyojenik derişim ve/veya çözünürlük düşüşü ile teşvik edilmiş olur. Kuzey Afrika'nın Tetis deniz yolunda çökelmiş geç Mesozoyik ila Senozoyik fosforit yatakları bu kontrol mekanizmasının örneklerini temsil edebilir. Şekil 5.23a'da buzul olayları ile fosfojenez arasında da bir korelasyon olduğu görülmektedir. Bu durumda, okyanuslarda sabit dönemlerde dikey karışımın olmaması, derin su havuzunda fosfat birikmesine neden olur. Olgun, boylamasına yönelimli okyanuslarda buzul ve buzul dışı olaylar arasında güçlü alize rüzgâr sistemlerinin gelişmesi, büyük okyanus girdaplarının oluşumunu teşvik eder ve bu da kıtasal kara kütlelerinin batı kenarları boyunca güçlü bir yükselime neden olur (Şekil 5.23c). Bu mekanizma muhtemelen dünyanın en büyük fosfat kayası birikimi olan Permiyen Phosphoria formasyonunun Pangea zamanlarında ABD kıtasının batı kenarı boyunca gelişimini açıklayabilir. Bu senaryo aynı zamanda günümüz Atlantik Okyanusu için de geçerli olup, Afrika'nın batı kenarı boyunca yükselme ve fosfat birikimi modelini açıklayabilir (bkz. Aşağıda alt bölüm 5.3.4.1).

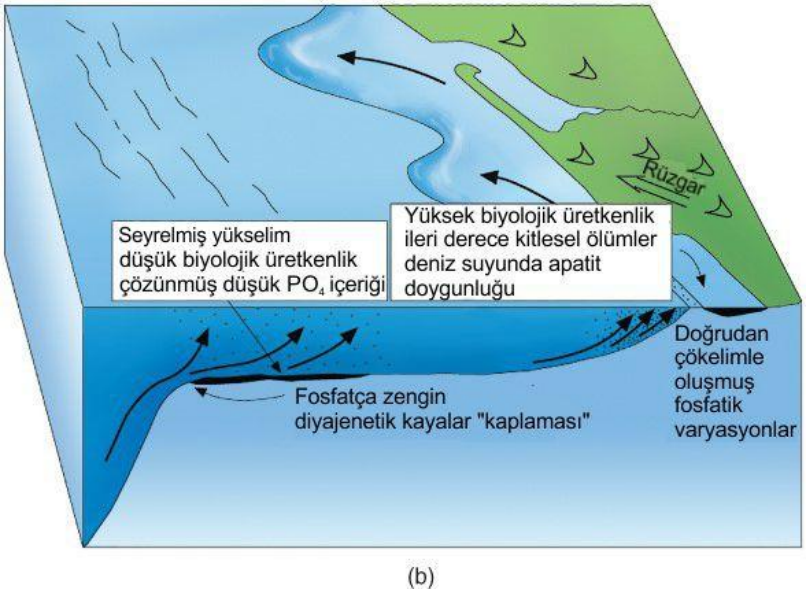
5.3.4.1 Güncel Çökelime Dayalı Bir Fosfojenez Modeli

Birch (1980) Güney Afrika ve Namibya'nın batı ve güney kıta kenarlarında oluşan fosforitlerin doğasını ve kökenini incelemiştir. Bu bölgedeki kıta sahanlığının araştırılması iki tür fosforit ortaya çıkarmıştır (Şekil 5.24a). Birinci tür esas olarak Namibya kıyı şeridinde gelişen, deniz suyundan doğrudan fosfatın çökelmesinden kaynaklanan oolitik CFA cevherlerini içerir. Güney Afrika kıyı şeridinde oluşan diğer tür de, fosilli kireçtaşının fosfatik ornatılmasıyla oluşur ve kökeni diyajenetiktir. Her iki fosforit türü de jeolojik olarak gençtir (Eosen'den Miyosen'e) ve aynı zamanda oluştuğuna inanılmaktadır. Bu tip eş zamanlı cevher oluşumu için bir model şekil 5.24b'de verilmiştir. Şelfin dış bölgeleri boyunca dağınık yükselim, besin tedarikinin azalmasına ve biyolojik üretkenliğe neden olur ve sonuç olarak, deniz tabanındaki organizmaların çürümesi sırasında fosfat salıverme hızı düşüktür. Apatit yetersiz doymuştur ve doğrudan deniz suyundan çökelemez. Ancak, sonrasında gelişen diyajenez kireçtaşının kalsiyum fosfat ile yer değiştirmesine yol açabilir. Buna karşılık, yakın kıyı ortamında, sınırlı sığ setlerde ve lagünlerde çok yüksek biyolojik üretkenlik, rüzgârın neden olduğu besin yükselmesi ile korunur. Bu kısıtlı ortamlarda (özellikle yazın alçak gelgitler sırasında) yaşam formlarının kitlesel ölümleri, çözünmüş fosfat içeriğinde doygunluk seviyelerine kadar yerel artışlarla tabanda bol



Şekil 5.23 (a) Fanerozoyik Zamanı'nda fosfat yataklarının gelişimi, buzul olayları ve östatik deniz seviyesi değişiklikleri arasındaki genelleştirilmiş korelasyonlar. (b) Mesozoyik'teki Tetis gibi enlemesine yönlendirilmiş bir deniz yolunda ekvator yükselmesiyle ilgili fosfat çökelme modeli. (c) Olgun, boylamasına yönelimli bir okyanusta alize rüzgârının neden olduğu dolaşım modelleriyle ilgili fosfat biriktirme modeli (Sheldon, 1980'den).





Şekil 5.24 (a) Güney Afrika ve Namibya'nın kıta kenarları boyunca fosfat bakımından zengin çökellerin dağılımını gösteren harita. (b) Dış şelfte (diyajenetik apatit birikiminin meydana geldiği) ve yüksek biyolojik üretkenlik ve mevsimsel kitlesel ölüm oranı ile karakterize edilen kısıtlı kıyıya yakın ortamlarda (apatitin doğrudan deniz suyundan çökelmesi meydana gelen) fosfat birikiminin farklı modları (diyagramlar Birch, 1980'den).

miktarda organik madde birikmesine yol açar. Varve benzeri saf CFA katmanları ve fosfat mineralinin oolitik büyümesi, deniz suyu-çökel temas yüzeyinde fosfatın doğrudan çökeltilmesiyle bir köken için dokusal kanıt sağlar.

5.3.5 Siyah Şeyller

Organik madde bakımından zengin şeyller V, Cr, Co, Ni, Ti, Cu, Pb, Zn, Mo, U, Ag, Sb, Tl, Se ve Cd dâhil olmak üzere çok çeşitli metaller açısından zenginleşmiş olduklarından dolayı ekonomik olarak önemlidir. Şu anda az sayıda metal içeren siyah şeyller işletilmesine rağmen (birkaç küçük yatağın işletildiği Çin hariç), bunlar önemli bir metal kaynağıdır ve muhtemelen daha genç hidrotermal yataklar için bir cevher bileşenleri kaynağıdır. Daha önce de belirtildiği gibi, birçok siyah şeyl, mekânsal olarak demirtaşlarıyla ilişkilidir (Şekil 5.15) ve aynı ortamlarda oluşurlar. Küresel ölçekte demirtaşlarıyla eşzamanlı olarak oluşmuşlardır ve ana gelişim dönemleri Ordovisiyen-Devoniyen ve Jura-Paleojen aralıklarında birinci dereceden östatik deniz seviyesindeki yüksek düzeylere bağlanabilir (bkz. Bölüm 6). Bu bakımdan, şimdi Fanerozoyik Üstzamanı'nda iyi bir şekilde belgelenen Okyanus Anoksik Olayları (OAE'ler) ile de bağlantılıdırlar. Deniz seviyesindeki yükselim, kıta kenarındaki su baskınlarına ve kıta sahanlığı boyunca çamurlu çökellerin ilerlemesine neden olmuştur. Bu dönemlerde geçerli olan derin su koşulları daha zayıf sirkülasyona, oksijen seviyelerinin azalmasına ve yaygın okyanusal durgunluğa (Van Houten ve Authur, 1989) neden olarak metal içeren siyah şeyl oluşumu için elverişli bir çökelme ortamı sağlamıştır.

Metalli siyah şeyllerin iyi bilinen örnekleri arasında (Meyers vd., 1992) özellikle İskandinavya'da uranyum açısından zengin olan Kambro-Ordovisiyen Alum şeyli ve Indiana, ABD'de önemli miktarda Pb'nin yanında V, Cu, Mo ve Ni içeren Devoniyen New Albany şeyli yer alır Karadeniz'in tabanında oluşan öksinik şeyller günümüz çökel havzasında manganın yanı sıra Co, Cu, Ni ve V zenginleşmesinin örneğidir (alt bölüm 5.3.2; Holland, 1984).

Siyah şeyller çökelme ortamında neredeyse tamamen serbest oksijen eksikliği nedeniyle bozuşmadan/oksidasyondan korunan önemli miktarlarda organik karbon ile bilinirler. Bu ortam sadece anoksik değil, aynı zamanda öksiniktir (indirgenmiş kükürt türlerinin kararlı olduğu yerlerde) ve klastik seyrelme de olmadan bu kombinasyon metalik siyah şeyllerin gelişimi için en uygun koşulları sağlar (Leventhal, 1993). Hatta, %1'lik bir çökelti organik içeriği bile yakın çevrenin oksijen içeriğini bakteriyel ve kimyasal olarak neredeyse sıfıra kadar tüketecektir. Bu mikroortam sülfat indirgeyici bakterilerin büyümesini teşvik eder ve bu da sırayla HS^- veya H_2S (yerel pH'ye bağlı olarak) ve öksinik koşulların gelişmesini sağlar. Öksinik suların biyolojik vasıtayla gelişimi aşağıdaki reaksiyonla tanımlanabilir:

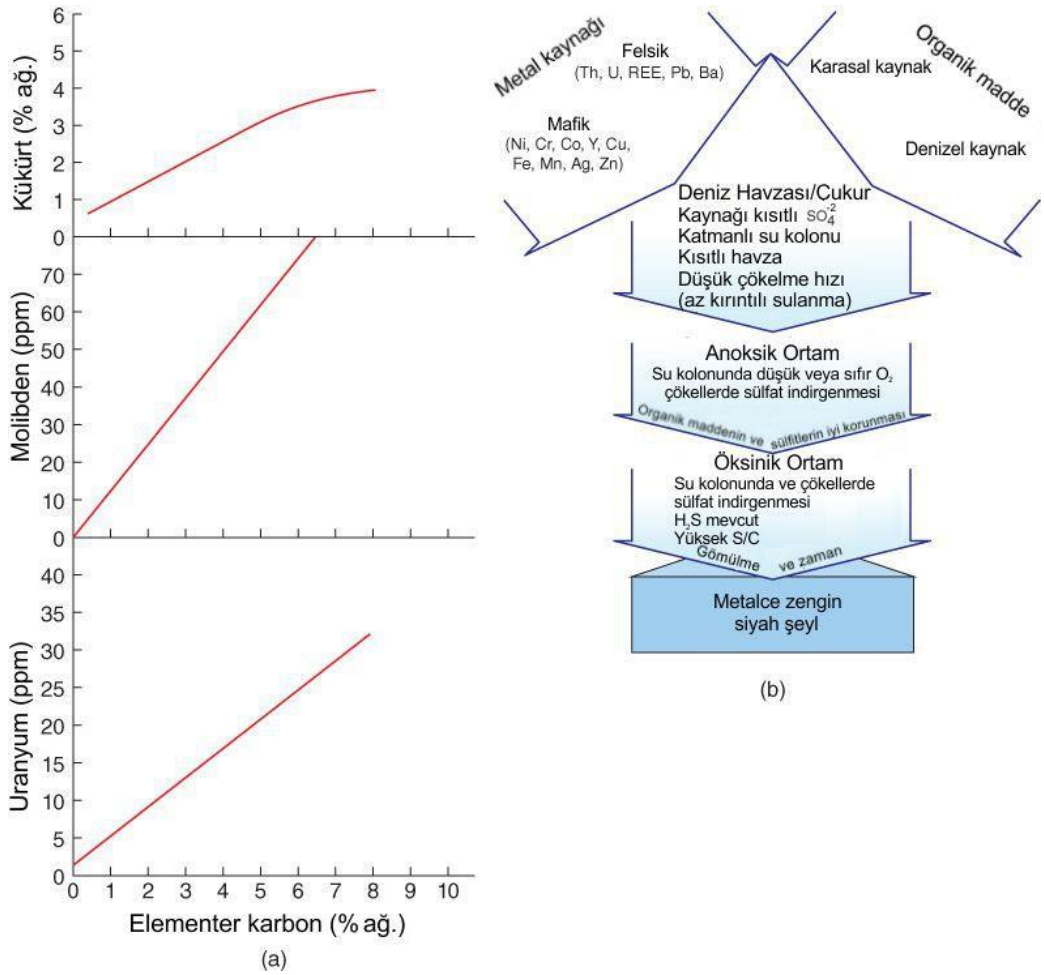
$$R(CH_2O)_2 + SO_4^{-2} \rightarrow R + 2HCO_3^- + H_2S \quad (5.9)$$

Burada $R(CH_2O)_2$: Bir kompleks (organik) karbonhidrat molekülünün kısaltılmış bir temsilcisidir. Bu ortamda metalleri bir araya getiren şey, aşağıdaki basitleştirilmiş reaksiyonda gösterildiği gibi, deniz suyunda çözünmüş pozitif yüklü metallerin bir sülfür kompleksi (HS^- gibi) tarafından çekimidir:

$$HS^- + Me^{+2} \rightarrow MeS + H^+ \quad (5.10)$$

Burada Me: Bir metaldir. Yukarıdaki reaksiyonlar siyah şeyllerdeki organik karbon, kükürt ve metal içerikleri arasında bir korelasyon olduğunu gösterir. Çünkü, sülfat indirgeyici bakteri içeriği ne kadar yüksekse, o kadar fazla sülfit üretilir ve deniz suyu kolonundan metal ayrılma miktarı o kadar büyük olur. Böyle bir korelasyon ABD'nin doğusundaki Devoniyen siyah şeylleri için şekil 5.25a'da verilmiş olup, yukarıda özetlenen süreçleri destekler.

Siyah şeyllerin kaynağı ve metal içeriği bulundukları yere göre değişiklik gösterir.



Şekil 5.25 ABD'nin doğusundaki Devoniyen siyah şeylleri için karbon içeriğine karşı kükürt, molibden ve uranyum grafikleri (Holland, 1984 derlemelerinden). (b) Metalce zengin siyah şeyllerin optimal oluşumu için gerekli jeolojik ve çevresel koşulların şematik ana hatları (Leventhal, 1993'den).

Farklı horizonların kendine özgü metal özelliklerine sahip olmasının nedeni budur. Okyanus ortamlarında denizaltı ekzalatif çıkışlar veya siyah dumanlı bacalar olası metal kaynaklarını temsil ederken, kıta kenarındaki ortamlarda (Karadeniz gibi) metaller karasal kırıntılı malzeme akışından türerler. Şekil 5.25b'de metalik bir siyah şeylin optimal gelişimi için gerekli jeolojik ve çevresel koşullar özetlenmiştir. Bu tür bir tortul kaya gelecekte potansiyel olarak önemli, ekonomik bir metal kaynağıdır.

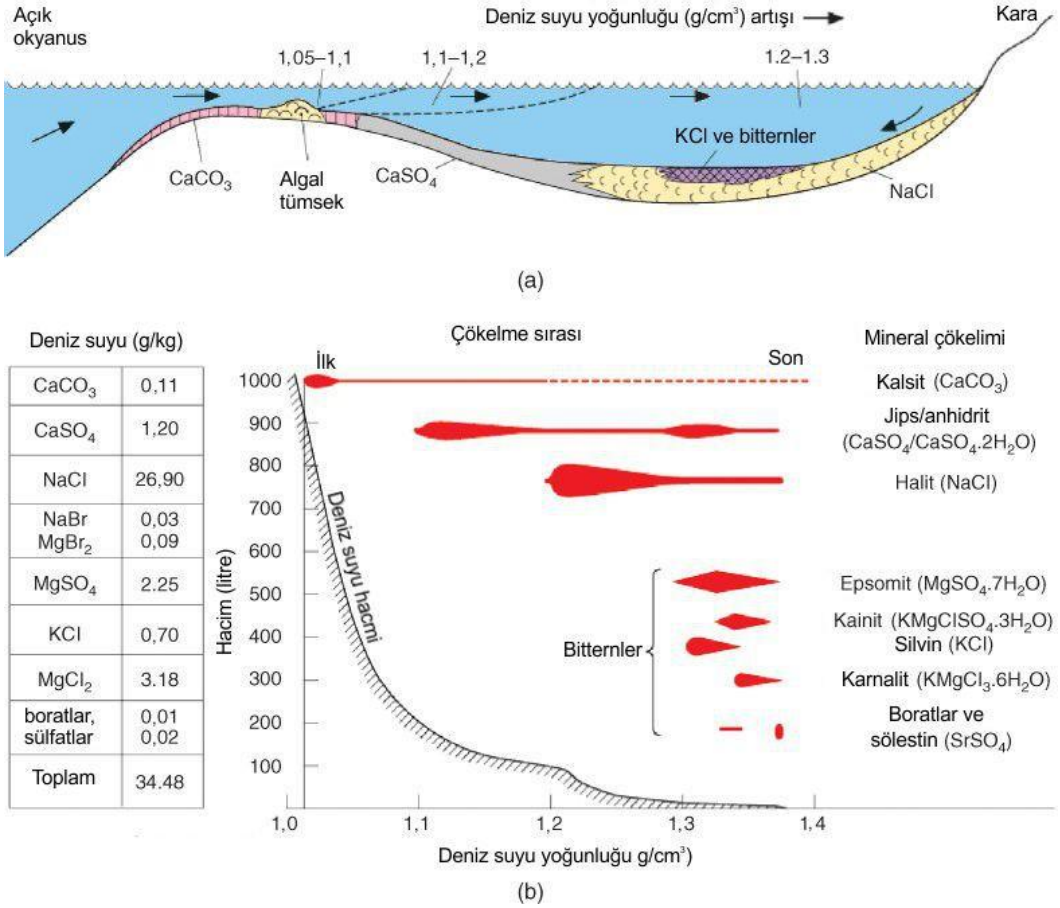
5.3.6 Evaporitler

Dünyadaki kaya tuzu (halit) üretiminin yanı sıra tarımsal gübreler için boratlar, sodyum karbonat, sodyum sülfat ve potasın büyük kısmı evaporitler olarak bilinen kayalardan elde edilir. Bunlar çözünmüş tuzlar bakımından zengin deniz suyundan veya göl sularından türeyen bir tuzlu suyun güneşte buharlaşması sonucu yüzeyde veya yüzeye yakın yerlerde oluşan kimyasal çökellerdir. Evaporitlerin oluştuğu iki ana ortam vardır. Birincisi, dünyanın "tuz

devlerinin" oluştuğu en önemli yer deniz kenarları olup, içine periyodik veya sürekli olarak deniz suyunun girişinin meydana geldiği büyük lagünler veya sınırlı setlerle temsil edilirler. Bu tür bir yatak hem yanal olarak geniş hem de kalın olabilir. Ancak, deniz suyundan türeyen nispeten sınırlı bir mineral çeşitliliği ile karakterize edilirler. Deniz suyunun büyük bir kısmının bileşimi jeolojik zamanın çoğunda nispeten sabit kalmıştır. İkinci ortam kıta içi ve gölsel olup, kıtasal akarsu girdisi göl sularına daha geniş bir çözünmüş bileşen yelpazesi kattığından, daha geniş mineral çeşitliliği sergiler ve çok daha küçük, daha ince yataklar meydana getirir (Eugster, 1980). İlkini temsil eden çökellerin örnekleri arasında Birleşik Krallık, Hollanda, Almanya ve Polonya'nın geniş alanlarını kaplayan sığ bir denizde oluşan Permiyen Zechstein formasyonu ve ayrıca ABD'deki New York ve Michigan eyaletlerinin Silüriyen Salina formasyonu sayılabilir. Bu yataklardan çıkarılan ürünler arasında halit, potas ve sülfatlar bulunur. Muhtemelen bilinen en büyük evaporit serisi, yatakların 2000 km'den fazla yanal olarak uzandığı ve 2 km kalınlığa kadar çıkabildiği Akdeniz'in tabanı altındaki geç Miyosen tabakalarında bulunmaktadır. Bu kaynağın çoğu kullanılamamaktadır. Boyutu o kadar büyüktür ki, oluşumu sırasında okyanus tuzluluğunda önemli bir azalmaya neden olmuştur (Kendall ve Harwood, 1996). Kıta içi göl yataklarının örnekleri arasında Şili'nin kuru gölleri veya tuz düzlükleri (salarlar), Kaliforniya'da Death Valley ve Utah'da Great Salt Lake yer alır. Yukarıda bahsedilen ürünlere ek olarak, bu yataklar aynı zamanda önemli borat (Kaliforniya'dan) ve Mg, Br ve Li (Şili ve Utah'dan) gibi alkali metal kaynağıdır. Sırayla deniz ve kıta içi göl ortamlarını temsil eden, Birleşik Krallık'ta Boulby ve Şili'de Salar de Atacama olmak üzere, evaporit yataklarının iki örneği Kutu 5.3'te açıklanmıştır.

Evaporit yataklarının oluşumuna ilişkin ilkeler nispeten basit olmakla birlikte, bilinen yataklar çeşitli farklı mineral tuzları ve parajenetik diziler sergileyebilir. Deniz suyu veya tuzlu su buharlaştıkça ve su buharı atmosfere çıktıkça, artık çözeltinin tuzluluğu (yani çözelti içindeki çözünmüş tuzların toplam içeriği) artar ve tuzlar çözünürlük limitlerine ulaşıldıkça ayrı ayrı çökelirler. Çökelme sırası veya dizisi belirli bir sıcaklıkta artan çözünürlüğün ölçeğini yansıtır; öyle ki, daha düşük çözünürlüğe sahip tuzlar önce çökelir, ardından art arda daha yüksek çözünürlüğe sahip tuzlar gelir. Bir evaporit yatağında çökelmiş ürünlerin nispi miktarları, tuzlu su çözeltisinde çözünen çeşitli tuzların çözünürlük limitleri tarafından da sınırlandırılır. Bu düşünceler, nispeten basit bir çökeltme sürecini ve tekdüze parajenetik diziyi öneriyor görünmektedir. Aslında, tuzlu su çözeltilerinin kimyası karmaşıktır ve fraksiyonel kristalleşmenin aksine konveksiyon dinamikleri, çökelme sonrası diyajenez ve denge gibi faktörler, bu yatakların önemli çeşitlilik göstermelerine sebep olur.

İyi karışmış ve jeolojik zamanın çoğunda sabit bir bileşime sahip olan deniz suyundan oluşan denizel evaporitler halit (NaCl), jips/anhidrit ($CaSO_4 \cdot 2H_2O/CaSO_4$) ve silvin (KCl) gibi aynı ana mineral çökeltilerini içerirler. Bununla birlikte, denizel evaporit yatakları aynı zamanda, özellikle yüksek çözünürlüğe sahip bileşiklerin geç aşamadaki çökelmesini temsil eden diğer tuzların küçük birikimlerini de içerebilir. Sonuncusu tipik olarak hidratlı, çok elementli, Mg, Br, Sr, K klorürleri ve boratları içerir ve acı (bittern) olarak adlandırılır. Evaporit yataklarındaki bitternlerin korunması büyük ölçüde jeolojik faktörlerle kontrol edilir. Şekil 5.26a'da içinde bir evaporit serisinin çökelmekte olduğu sığ, marjinal bir deniz ortamından şematik bir enine kesit verilmiştir. Deniz suyunun yeniden doldurulması, çözeltinin yeniden doldurulmasını ve tuzlu sudan sürekli mineral çökelmesini sağlar. Yoğun buharlaşma dip sularında belirgin yoğunluk tabakalaşmasına ve yüksek oranda tuzlu, yoğun tuzlu su birikmesine neden olur. Havzanın girişinde daralmanın olduğu ortamlarda, bu yoğun tuzlu suyun açık okyanusun derin kısımlarına geri boşaltılma olasılığı azalır. Bu nedenle, çözeltinin yüksek çözünürlüklü bileşenleri



Şekil 5.26 (a) Büyük deniz evaporit serilerinin oluşumu için gerekli önemli özellikleri gösteren şematik kesit. (b) Sol sütunda gösterilen bileşenleri içeren standart deniz suyundan bir evaporit topluluğu için parajenetik sekans. Gözlenen mineral tuzları dizisini ardışık olarak çökeltmek için buharlaşması gereken deniz suyu miktarı (1000 litre hacim başına) parajenetik diziye bitişik eğri ile gösterilmiştir (diyagramlar Guilbert and Park, 1986'dan değiştirilerek alınmıştır).

çözünürlük limitleri aşıldığında, sonunda bittern olarak çökelecek şekilde havzanın içinde kalır. Yoğun dipteki tuzlu suların açık okyanusa geri akışı meydana gelirse, bitternler birikmez, çünkü çözeltinin yüksek çözünürlüklü bileşenleri daha sonra havzadan dışarı atılır. İkinci durumda, bitternler çökelmezse, evaporit mineral topluluğu kesilebilir veya eksik olabilir ve yatak, yararlı bileşenler açısından daha az çeşitlilik sunar.

Şekil 5.26b'de bileşimi şeklin sol tarafında gösterilen deniz suyundan çökeltinin bir fonksiyonu olarak evaporit yatakları için yaygın mineral parajenetik dizisi görülmektedir. Buharlaşmadan sonra kalan deniz suyu oranı (1000 litrelik hacmin bir fonksiyonu olarak) ve artan yoğunluğu da çökeltme sırasına göre gösterilmiştir.

Güncel benzerlerinin olmaması ve eski evaporit dizilerinin genellikle altere olmuş,

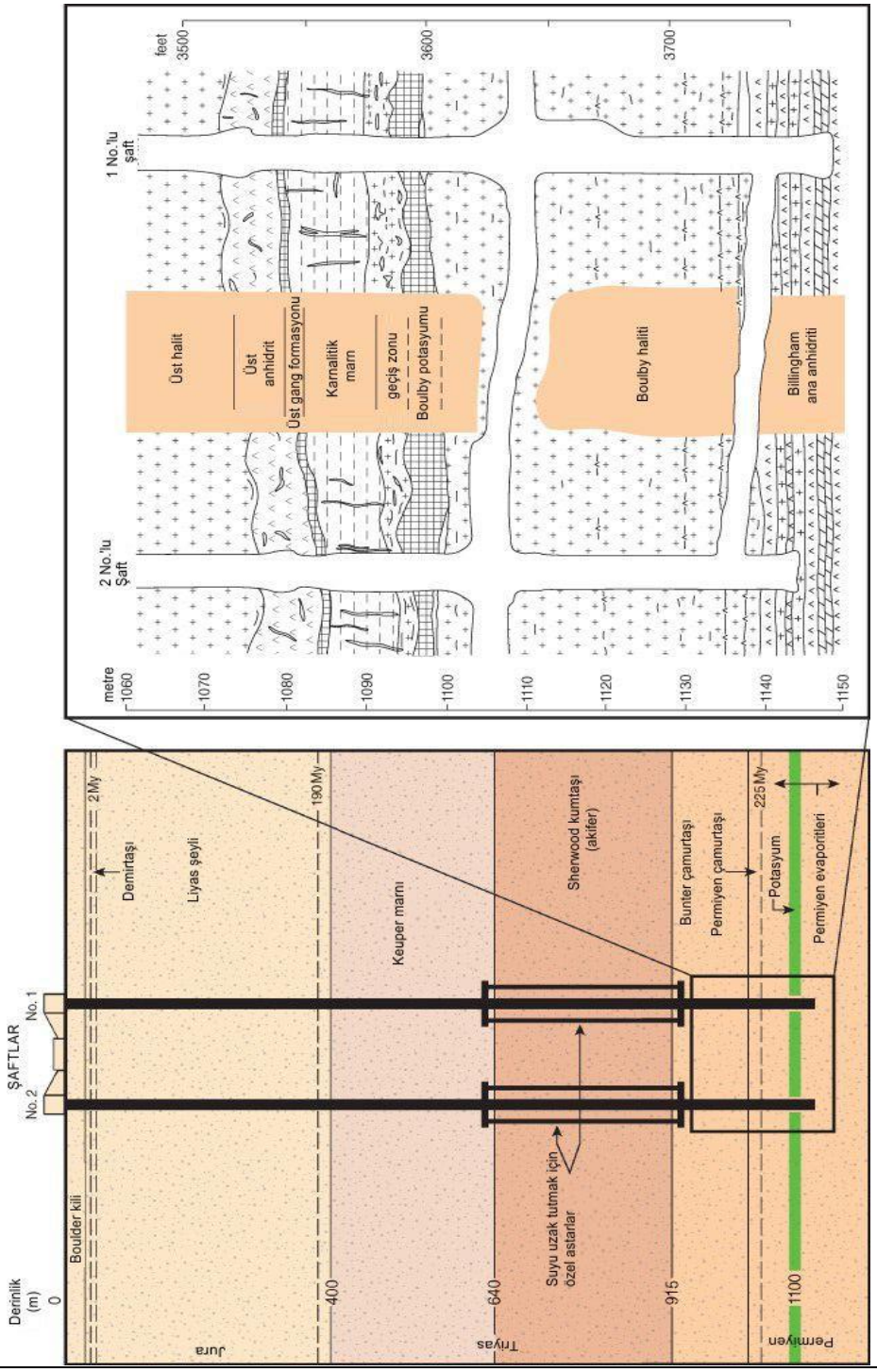
tektonik olarak değişmiş olması nedeniyle, dev Fanerozoyik tuzlu su yataklarının oluşumu tartışmalı bir konudur. Akdeniz'in tabanındaki evaporit yataklarının geç Miyosen döneminde Akdeniz havzasının büyük ölçüde karasal ve kurumuş olduğu bir kalıntı sabka ortamında oluştuğu düşünülmektedir (Kendall ve Harwood, 1996). Sabka ortamında oluşan evaporitik mineraller su tablasının hemen üzerindeki kapiler bölgede buharlaşan yeraltı suyu tuzlu sularından çökelir. Tuzlu suyun yeniden yüklenmesi ya periyodik taşkınlarla ya da sabka havzasına deniz suyu sızmasıyla gerçekleşir. Fanerozoyik tuzlu su devinin bir parçası olarak oluşan evaporit yataklarına iyi bir örnek, kuzeydoğu İngiltere'nin Zechstein'daki Boulby Madeni'dir (Kutu 5.3).

Kutu 5.3 Evaporit Yatakları: İngiltere Cleveland'deki Boulby Madeni (Na ve K) ve Şili'deki Salar de Atacama (K ve Li)

Boulby

İngiltere'de yol tuzlama için kullanılan tuzun ve gübre üretiminde kullanılan potasın çoğunluğu, ülkenin kuzeydoğusundaki Boulby Madeni'nden elde edilmektedir. Yeraltı işletmeleri 1973'te 1000 m'yi aşan derinliklerde başlamış ve Kuzey Denizi'nin altında açık denizde önemli bir mesafeye kadar uzanmıştır (Woods, 1979). Çeşitli tuz katmanları Zechstein Denizi kuzey Avrupa'nın büyük kısımlarını kapladığında oluşan bir ortamda ve kıtanın şu an olduğundan daha düşük enlemlerde olduğu bir zamanda, geç Permiyen sığ deniz çökellerinde gelişmiştir. Yüzeyin yaklaşık 1100 m altında, anhidrit ($CaSO4$) tabakasına aniden geçen bir üst halit ($NaCl$) tabakasına rastlanır (Şekil 5.3.1); anhidrit tabakası silvin (KCl) mercekleri içerir. Bunların altında küçük polihalit [$K_2Ca_2Mg(SO_4)_4{\cdot}2H_2O$)] ve karnalit ($KMgCl_3{\cdot}6H_2O$) içeren bir dolomitik şeyl birimi, ardından Boulby Potas ve Boulby Halit formasyonları olarak adlandırılan ana cevher horizonları gelir. Madencilik faaliyetleri yolların buzunu çözmek için halit ve gübre üretimi için silvinit (halit ve silvin karışımı) üretmek üzere son iki horizona odaklanmıştır. İlginç olan, Boulby Potas birimi güçlü bir şekilde deforme olmuştur ve güçlü bir gnaysik doku ve kıvrımlı katmanlanma ile karakterize edilir. Bu durum nispeten bozulmamış olan yukarıdaki ve altındaki tuz katmanlarıyla farklılık oluşturan özelliklerdir. Halokinetik olan bu özellik, potasyum bakımından daha zengin tuzların basınç altında tercihli hareketlilik ile ilgilidir. Talbot vd. (1982) Boulby Potas biriminin deformasyonunun, alttaki Billingham Ana Anhidrit formasyonunda jipsin anhidrite dehidrasyonuna (Şekil 5.3.1) ve sonuçta tuz horizonlarına su çıkışına eşlik ettiğini öne sürmüştür. Hem halit hem de silvin suyla temasta belirgin şekilde yumuşar. Ancak, silvin ile bu koşullar altında daha hareketli olduğundan daha kolay deforme olur.

Boulby Potas formasyonunun yaklaşık 150 m altında iyi gelişmiş bir polihalit tabakası bulunmaktadır. Bu birim şu anda ek işlem gerektirmeden doğal bir çoklu besin gübresi olarak kullanılmaktadır ve bazı tarım ürünlerine doğrudan uygulanarak K, Ca, Mg ve S ihtiyaçlarının karşılamaya yardımcı olabilir. Bu nedenle, Boulby gibi "tuz devleri" olarak adlandırılan deniz evaporitleri küresel gübre endüstrisi için temel hammaddeler olan hem sodyum hem de potasyum tuzlarının yanı sıra sülfat mineralleri de sağlayabilir.



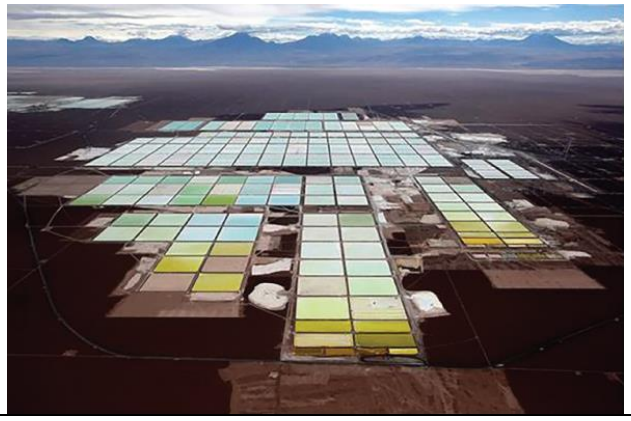
Şekil 5.3.1 Boulby Madeni boyunca stratigrafik profil ve kuyu alanındaki ekonomik açıdan önemli tuz tabakaları boyunca genişletilmiş bir kesit (Woods, 1979'dan).

Salar de Atacama

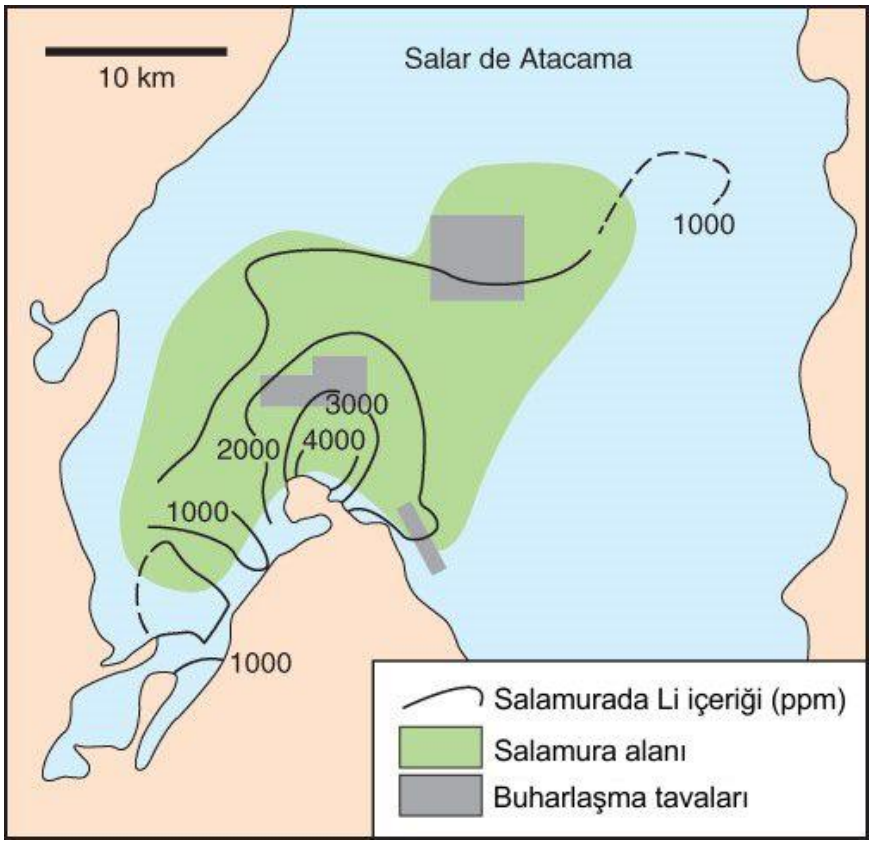
Tarihsel olarak dünyadaki lityumun çoğu pegmatitlerden üretilmiştir. Bu pegmatitlerden lityum üretimi lepidolit, spodümen ve petalit gibi lityum içeren minerallerden elde edilmiştir. Pegmatit yatakları küçük olup, madencilik faaliyetleri maliyetlidir. Li'un ana minerallerden kazanılması nispeten zordur. Yeni lityum iyonlu şarj edilebilir pil teknolojilerinin ortaya çıkması ve elektrikli arabalara olan talebin artmasıyla Li'a olan talep de artmıştır. Bu elementin çoğu daha büyük kaynaklara sahip olan ve LiCl içeren bir sulu çözelti elde edilebilen, görece basit ve uygun maliyetli yöntemlerle işletilebilen kıta içi göl evaporitlerinden sağlanmaktadır.

And dağ kuşağının kurak, yüksek rakımlı dağ arası bölgeleri nehir sularının sınırlı girişi ve yüksek buharlaşma oranları ile tanımlanan büyük endoreik (veya kapalı) havzalara ev sahipliği yapar; bu nedenle genellikle tuzlu göl tabakalarıyla kaplıdır bu yerel olarak "salar" olarak adlandırılırlar. Şili'nin Atacama Çölü'ndeki Salar de Atacama bölgenin en büyüklerinden biri olup, Li'ca zengin tuzlu suların yeraltı suyu akiferlerinden yüzeyde buharlaşma havuzlarına pompalandığı büyük bir işletme sahasıdır (Şekil 5.3.2). Tuzlu su birkaç aylık bir süre içinde buharlaşır ve arkasında çeşitli K ve Mg tuzlarının yanı sıra boratlar ve zenginleşmiş bir Li tuzlu su çökeltisi bırakır. Li içeren çözeltiden Li alınır ve daha sonra $LiCO_3$ oluşturmak üzere soda külü ile reaksiyona sokulur.

Salar de Atacama'nın bazı kısımları alışılmadık derecede yüksek Li içeriğine sahip yeraltı tuzlu suları içerir (Şekil 5.3.3). Lityumun K, Mg ve B ile birlikte bu tuz düzlüğünün doğusunda volkanik kayalara diyapirik olarak sokulan daha eski bir tuzun çözünmesinden kaynaklanan ilave Na, Ca, Cl ve SO_4 ile birlikte And volkanik kayalarının bozuşmasından türediği düşünülmektedir (Warren, 2010). Yeraltı tuzlu suları sığ kuyulardan çıkarılır ve karmaşık bir tuzlu su geri dönüşümü ve çözünürlük kontrolü işleminin, lityumla zenginleşmiş tuzlu suya ek olarak KCl ve KSO_4 çökeltilerinin üretimiyle sonuçlandığı buharlaşma havuzlarına pompalanır. İlginç bir şekilde, lityum evaporitik bir mineral olarak çökelmez ve tuzlu suda çözelti içinde kalma eğilimindedir. Sadece bir yerde, Tibet'teki Zabuye Gölü'nde doğal bir Li_2CO_3 çökeltisinin oluştuğu bilinmektedir (Warren, 2010). Kaynak salamuralarının yüksek çözelti içeriği çok yüksek buharlaşma oranları ve aşırı kuraklıkla birlikte, Salar de Atacama işletmesinin ekonomik olarak işletilebilir hale gelmesini sağlar.

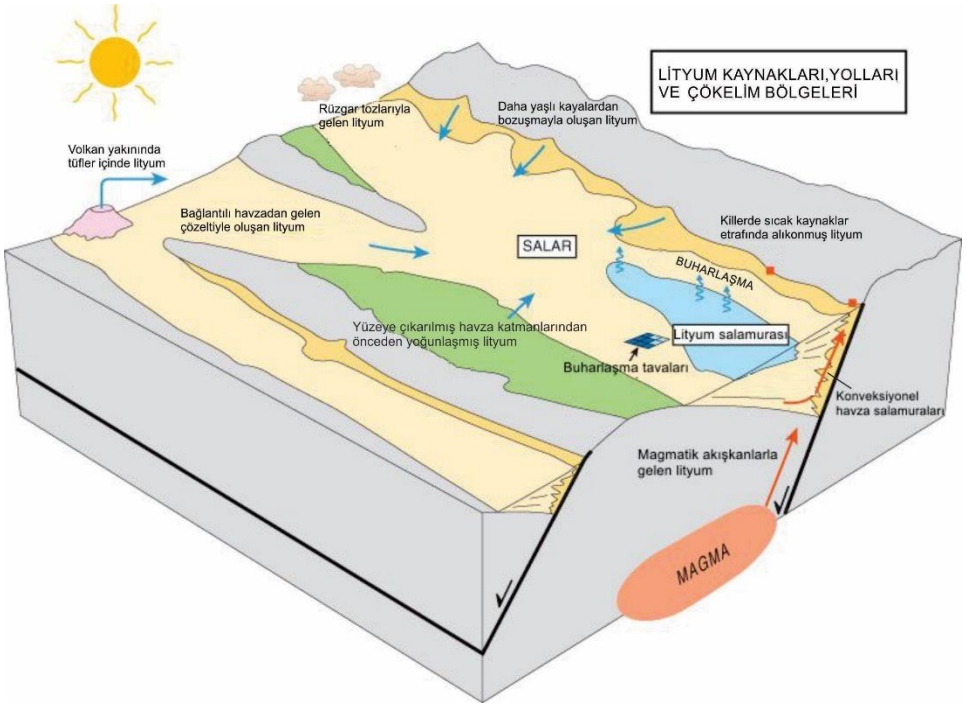


Şekil 5.3.2 Şili, Salar de Atacama'daki buharlaştırma havuzlarının havadan görüntüsü (Ivan Alvarado'nun fotoğrafı, Thomson Reuters'in izniyle).



Şekil 5.3.3 Şili, Salar de Atacama'daki yeraltı tuzlu sularının Li içeriğinin dağılımı (Kesler vd., 2012'den).

Dünyada Li üreten tuz tavalarının çoğu aktif veya yakın zamanda aktif olan orojenik kuşaklarda oluşan havzaların altındaki aşırı kurak bölgelerde bulunur. Şili, Arjantin ve Bolivya'nın tuz düzlükleri Altiplano'da And yakınsayan kenarının tepesinde yer alırken, ABD'deki tuzlu su buharlaştırma tesisleri Clayton Valley, Nevada ve Kaliforniya, Salton Denizi'nde genişlemeli grabenler içinde oluşan vadilerde gerçekleşmektedir (Bradley vd., 2013). Her iki durumda da aktif faylanmanın akiferlerin yeniden yüklenmesini ve havza içindeki tuzlu yeraltı sularının hareketini desteklediği görülmektedir. Buna ek olarak, tuz esasen geçirimsiz bir kaya oluşturacak şekilde kolayca sıkışabildiği için, tuzlu salamura sularının aktığı tabakaların sığ olması gerekir (genel olarak 50 m'den az derinlik). Böylece akışkanlar ayrıldıkça yeniden dolmaya izin vermek üzere yeterli gözeneklilik korunur. Son olarak, verimli Li'ca zengin tuzlu sular sadece yeraltı suları felsik tüfler veya hektorite dönüşmüş kayalar (Li içeren smektit kili) gibi lityumun yıkanabilir bir formuyla temas ettiğinde oluşur. Hiperaridik arazilerdeki tuzlu sulardan evaporitik lityum kazanımı yapılabilen lityum kaynakları ve yollarının şematik temsili şekil 5.3.4'te sunulmuştur.



Şekil 5.3.4 Tektonik olarak aktif, endoreik havzalarda evaporitik lityum yataklarının oluşumunu karakterize eden önemli özellikleri gösteren şematik diyagram (Bradley vd., 2013'den).

5.4 Fosil Yakıtlar – Petrol/Gaz Oluşumu ve Kömürleşme

Bir fosil yakıt tortul kayalarda hapsolmuş organik maddenin (bitki ve hayvan) altere kalıntılarından oluşur. Organik maddenin gömülmesi ve parçalanması sırasında oluşan hidrokarbon bileşikleri, güneş tarafından orijinal canlı organizmaya verilen kimyasal enerjinin önemli bir kısmını korur. Bu enerji, yakıtın yakılması veya tutuşması yoluyla çeşitli şekillerde kullanılır. Ana fosil yakıtlar kömür ve petroldür. Petrol ham petrol ve doğal gazı (esas olarak metan - CH_4) ve katı hidrokarbonları kapsayan genel bir terimdir. Çoğu maden yatağı kitabında fosil yakıt oluşumlarının açıklamaları yer almasa da, cevher oluşturma süreçleriyle ilgili herhangi bir metnin, yerkabuğundaki hidrokarbon birikimi hakkında kısa bir tartışma verilmediği takdirde eksik kalacağı düşünülmektedir. Fosil yakıt yataklarının kökeni ve doğası hakkında çok sayıda yayınlanmış literatür vardır. İzleyen alt bölümde petrol/gaz oluşumu ve kömürleşme süreçleri ile ilgili sadece kısa bir genel bakış sunulmuştur. Ayrıca, gelecekteki potansiyel yakıt kaynaklarını temsil eden şeyl gazı, petrollü kumlar, petrollü şeyller ve gaz hidratlar gibi alışılmadık çökellerden da söz edilmiştir.

5.4.1 Temel İlkeler

Küresel karbon döngüsü çok yönlüdür. Derin okyanuslar ve tortul kayalar gibi rezervuarlarda hem sirkülasyonu (gaz halindeki CO_2 ve CH_4 şeklinde) hem de çökelmeyi (indirgenmiş karbon veya karbonat mineralleri olarak) içerir. Organik süreçler (esas olarak fotosentez) küresel döngüdeki karbonun küçük bir kısmının yeryüzünde yaşayan çeşitli biyotanın moleküler yapı taşlarını oluşturmak

üzere hidrojen ve oksijen ile birleştirilmesini sağlar. Dünyadaki en yüksek organik üretkenliğe sahip bölgeler kıtalarda tropikal vejetatif bölgelerle ve okyanuslarda soğuk akıntı bölgeleri ile temsil edilmektedir. Bu nedenle, ilk yaklaşım olarak fosil yakıtların büyük olasılıkla bu iki ortamda oluştuğunu beklemek mantıklıdır. Gerçekte kömürler nemli, tropikal bataklık ortamlarında bitki örtüsünün birikmesinden veya daha genç kömür damarlarında olduğu gibi, daha ılıman ve kutup bölgelerine kadar, esas olarak kıtasal ortamlarda gelişirler. Aksine, petrol ve gaz yatakları esas olarak göl ve sığ deniz ortamlarında fitoplankton ve zooplankton birikiminden gelişir.

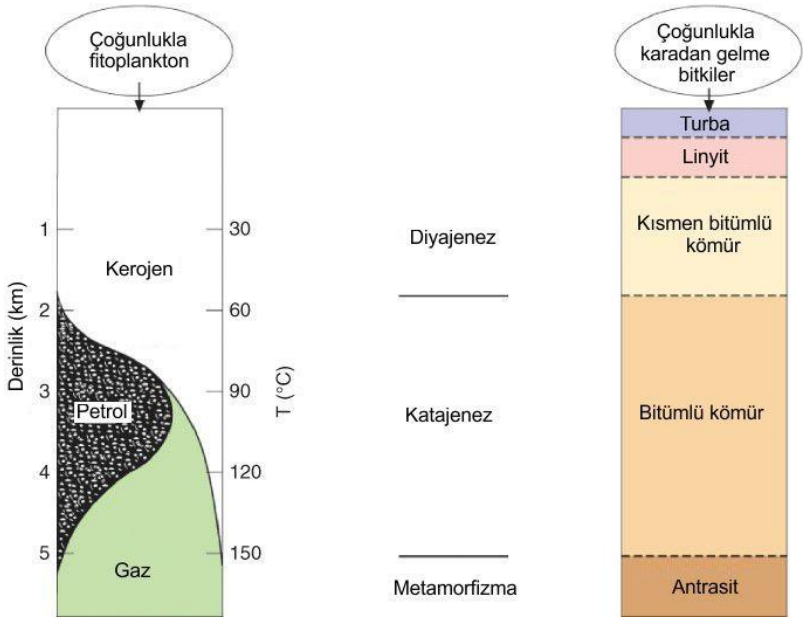
Hidrokarbonlar hidrojen ve karbondan oluşan organik bileşiklerdir. Bunlar grup 14 hidritleri olup, katenatlaşma (yani zincirler veya halkalar oluşturmak üzere kovalent bağlanma yoluyla C atomlarının birbirine bağlanması) eğilimindedirler. Doğada çok sayıda organik bileşik bulunmasının nedeni budur. Hidrokarbonlar organik yaşamın temelini oluştururlar. Örneğin metan, karbon tetrahidrite verilen isimdir. Hidrokarbonlar basit bir ampirik formülü $[C_m(H_2O)_n]$ olan ve karbon, hidrojen ve oksijenin moleküllerinden oluşan karbonhidratlarla karıştırılmamalıdır. Bunlar esasen karbonun hidratlarıdırlar. Karbonhidratlar ayrıca şekerler, nişasta ve selüloz içeren bir grup olan sakkaritler olarak da adlandırılır.

Organizmalar ölünce bakteriyel çürüme ve/veya oksidasyonla bozunurlar ve hızla CO_2 ve CH_4 gibi basit moleküler bileşenlere parçalanırlar. Böyle bir süreç, fosil yakıtların oluşumuna elverişli değildir. Çünkü, fosil yakıtların oluşumu karmaşık organik hidrokarbonun büyük bir kısmının korunmasını gerektirir. Bu nedenle, fosil yakıtların biriktiği uygun kaynak kayalar çökelme hızlarının ne çok yavaş (bu durumda oksidasyon ve moleküler parçalanma meydana gelebilir) ne de çok hızlı (bu durumda kayanın toplam organik madde içeriğinin seyrelmesi söz konusu) olduğu indirgen ortamlarda oluşmuş olmalıdır.

Hem petrolün hem de kömürün kökenine dair geçerli olan teori, organizmaların çökelme sırasında gömüldüğü ve daha sonra basınç ve sıcaklık arttıkça bir dizi alterasyon aşamasına maruz kaldığı fikrine dayanmaktadır. Şekil 5.27'de gösterildiği gibi, fitoplanktonun aşamalı olarak gömülmesi, CO_2 ve H_2O'nun erken serbest bırakılmasına ve kerojen oluşumuna (organik çözücüler içinde çözünmeyen ve polimer benzeri bir yapıya sahip olan sedimenter organik maddenin toplu adı; Bjørlykke, 1989) neden olur. Kerojen artan sıcaklıkla "olgunlaştıkça" organik molekülleri simgeleyen uzun zincirli kovalent bağlar daha düşük moleküler ağırlıklı bileşikler oluşturmak üzere aşamalı olarak kırılırlar. Yaklaşık 100-120°C'de ve 3-4 km'lik gömü derinliklerinde (jeotermal gradyana bağlı olarak) daha sonra kaynak kayadan göç edebilecek akışkan bir hidrokarbon fraksiyonu gelişir. Bu aralık "petrol penceresi" olarak bilinir. Moleküler bağların daha fazla gömülmesi ve parçalanmasıyla birlikte, göç etmeye de yatkın olan önemli hacimlerde gaz (esas olarak metan - CH_4) gelişir. Çökel içinde kalan katı, kalıntı kerojen olarak adlandırılır. Ancak, aşamalı gömülmeyle bu kalıntı da uçucu maddelerden arınır ve saf karbona (grafite) yaklaşan bir bileşime dönüşür. Buna karşılık hümik, karasal bitki örtüsü gömüldüğünde, çok az ya da hiç petrol oluşmaz, ancak yine de önemli hacimlerde gaz üretilir. Bu durumda kalan katı kalıntı daha hacimlidir ve sıkışarak kömür damarlarını oluşturur. Katı kömür kalıntısının yapısı aşamalı gömülme ile değişir; sığ derinliklerde (yaklaşık 500 m'den az) turba ve linyit oluşurken, daha derinlerde bitümlü kömür ve ardından antrasitik kömür (yaklaşık 5000 m derinliklerde) oluşur. Kömürün kalorifik değeri (yani yanma sırasında üretilen enerji miktarı) olgunluk derecesi veya gömülme derinliği ile birlikte artar.

5.4.2 Petrol ve Gaz Oluşumu (Olağan)

Tüm canlı organizmalar görünüşte jeolojik zaman içinde çok az değişmiş olan nispeten az



Şekil 5.27 Temel olarak bitkisel maddenin farklı türlerinin aşamalı olarak gömülmesiyle petrol, gaz ve kömür oluşumunu gösteren basitleştirilmiş şema (Hunt, 1979'dan).

sayıda moleküler yapı taşından oluşurlar. Petrol oluşumunda yer alan ana biyolojik yapı taşları şunları içerir:

- Karbonhidratlar ve ilgili maddeler - bunlar mono ve polisakkarit polimerlerdir ve şeker, kitin ve kömürün başlıca öncüsü olan lignini içerir.
- Proteinler - bunlar yüksek moleküler ağırlıklı amino asit polimerleridir ve yaşam süreçlerinin en önemli bileşenlerinden biridir.
- Lipidler - hayvansal katı yağlarda ve bitkisel sıvı yağlarda bulunur ve ham petrolde bol miktarda bulunan lipidler.
- Lignin ve reçineler ve pigmentler gibi diğer maddeler daha az önemlidir, ancak aynı zamanda hem bitki hem de hayvansal maddede değişken oranlarda bulunurlar.

Bitkiler esas olarak karbonhidratlardan (%40-70) oluşur, ancak daha yüksek odunsu formlar ayrıca dayanıklılık için önemli miktarda lignin içerir. Fitoplankton yaklaşık %20 protein içerir. Aksine hayvanlar, daha az karbonhidrat ve lipid içeren ancak lignin içermeyen proteinlerden (%55-70) oluşur (Hunt, 1979). Bu çeşitli organik yapı bloklarının ortalama kimyasal bileşimi Çizelge 5.1'de verilmiştir.

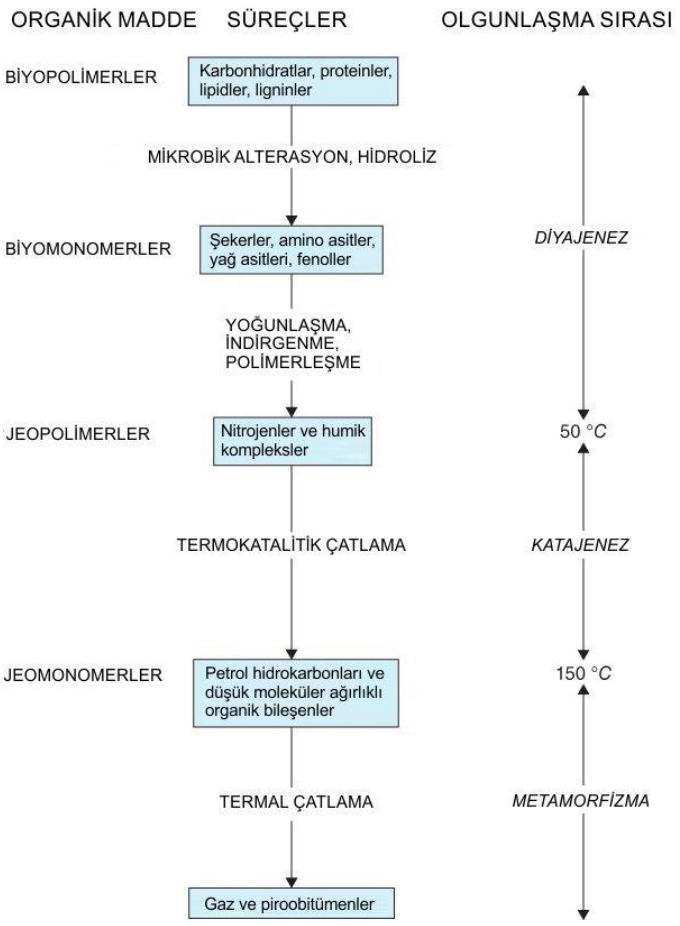
Çizelge 5.1 Petrol ve tipik bir kömüre kıyasla ana organik yapı taşlarının ortalama kimyasal bileşimleri (ağırlıkça % olarak) (Hunt, 1979'dan).

	C	H	O	N	S
Karbonhidratlar	44	6	50	-	-
Lignin	63	5	31,6	0,3	0,1
Proteinler	53	7	22	17	1
Lipidler	76	12	12	-	-
Petrol	85	13	0,5	0,5	1
Kömür	70	5	23	1	1

Petrol esas olarak alkan (veya parafin) ve naften (veya sikloparafin ve sikloalken olarak da adlandırılır) gruplarına ait hidrokarbonlarından oluşur. Alkanlar hidrojene doymuş duraylı bileşikler olup, genellikle C_nH_{2n+2} ampirik formülüne sahiptir. Metan (CH_4), etan (C_2H_6), propan (C_3H_8) ve bütan

(C_4H_{10}) gibi alkanlar petrolün ortak bileşenleri olup, STP'de gaz halindeyken, daha yüksek karbon sayılarına sahip alkanlar (yani pentandan yukarı doğru) genellikle sıvılardır. Naftenler ise daha az duraylıdır. Ancak, yine de doymuş olup CnH_2n formüllü bir halka yapısına (veya bir dizi halkaya) sahiptirler. Örneğin siklopentan (C_5H_{10}) ve sikloheksan (C_6H_{12}) gibi naftenler sıvı petrolde bol miktarda bulunan bileşenlerdir. Daha az miktarda bulunan bileşenler arasında doymamış halka bileşikleri olan aromatik hidrokarbonlar yer alır. Bunların en basit olanları C_nH_{2n-6} deneysel formülüne sahiptir [örnek: benzen (C_6H_6)]. Son olarak, asfaltenler yapılarında genellikle N, S ve O içeren yüksek moleküler ağırlıklı, kompleks hidrokarbonlardır. Genel olarak STP'de viskoz veya katıdırlar ve genellikle petrolün biyolojik olarak parçalanması veya basınç düşüşünün bir sonucu olarak oluşurlar.

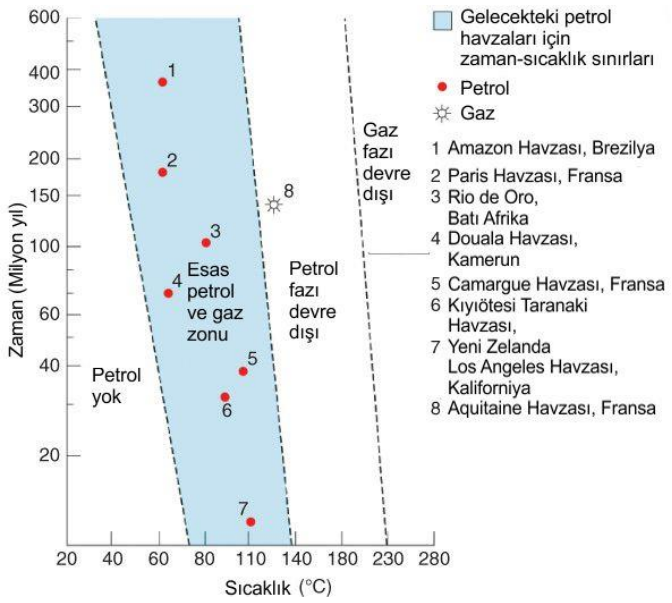
Organik bileşenler gömüldükçe artan basınç ve sıcaklık etkisi altında sistematik değişikliklere uğrarlar ve bu değişiklikler diyajenez, katajenez ve metamorfizma olmak üzere üç aşamada sınıflandırılır. Bu ilerleme ve organik maddenin çökeltilere gömülmesine uygulanması, her birinde meydana gelen organik süreçler ve değişikliklerle birlikte şekil 5.28'de özetlenmiştir. Diyajenez organik açıdan zengin çökellerde sonraki reaksiyonların belirgin sıcaklığa bağlı etkilerinden önce (yani yaklaşık 50°C'nin altında) meydana gelen



Şekil 5.28 Gömülme sırasında organik maddenin petrol ve gaz oluşturacak şekilde dönüştürülmesiyle ilgili aşamaların ve süreçlerin özeti (Hunt, 1979'dan).

erken biyolojik ve kimyasal değişiklikleri ifade eder. Bu aşamada, canlı organizmaların biyopolimerleri çok çeşitli düşük sıcaklık reaksiyonlarına maruz kalır. Basitçe söylemek gerekirse, bunlar ya oksitlenir ya da mikroplar tarafından saldırıya uğrar ve daha az karmaşık moleküllere dönüştürülür. Bu da reaksiyona girip yoğunlaşarak kerojenin öncüsü olan daha karmaşık, yüksek moleküler ağırlıklı jeopolimerleri oluşturur. Diyajenez sırasında meydana gelen biyojenik reaksiyonlar ayrıca, tipik olarak atmosfere veya su kolonuna kaçan ve tortu içinde tutulmayan, biyojenik gaz olarak adlandırılan önemli miktarlarda gaz üretir. Katajenez yaklaşık 50 ila 150 °C arasında gerçekleşir ve petrol oluşumu açısından en önemli aşamadır. Bu aşamada sıcaklık, reaksiyonları hızlandıran önemli bir rol oynar ve bu reaksiyonların çoğu, karbon-karbon bağlarının kırılmasıyla yüksek moleküler ağırlıklı kerojenden hafif hidrokarbonların oluşumuyla sonuçlanır. Termal çatlama olarak bilinen bu süreç sırasında parafin veya alkan gibi karmaşık bir organik molekül bölünerek iki küçük molekül (farklı bir parafin ve bir alken veya olefin) oluşur. Ürünlerin her biri paylaşılan orijinal kovalent eşleşmeden bir dış yörünge elektronu ile bir karbon atomu içerir. Paylaşılan elektron elde edilen alkan ve alkenlerin her birinin, onları reaktif ve daha fazla bozulmaya yatkın hale getiren bir "serbest radikal" içerdiği anlamına gelir. Alternatif olarak, reaksiyonlar katalitik çatlama yoluyla meydana gelebilir; burada ortaya çıkan moleküllerden birindeki bir karbon atomu her iki elektronu alır ve böylece bir Lewis asidi veya çift elektron alıcısı haline gelir. Elektron çiftini kaybeden moleküle karbonyum iyonu denir ve net pozitif yükü nedeniyle de daha fazla ayrışmaya yatkındır. Örneğin, katalitik çatlamaya maruz kalan alkanlar, etan veya bütan gibi gaz halindeki ürünler verebilir (Hunt 1979). Yaklaşık 120 °C'ye kadar petrol üretiminde katalitik çatlama baskın süreç olma eğiliminde olsa da, daha yüksek sıcaklıklarda termal çatlama giderek daha önemli hale gelir.

Zaman ve sıcaklığın bütünleşik etkileri petrol oluşumu üzerinde önemli sonuçlar doğurur. Sıcaklık ve zaman petrol verimliliği açısından ters bir ilişkiye sahiptir. Örneğin, 110°C'de 25 milyon yılda oluşan belirli bir petrol miktarının 90 °C'de oluşması için



Şekil 5.29 Çökel havzalarında petrol ve gaz oluşumuyla ilgili olarak sıcaklık ve zaman arasındaki ilişkileri gösteren grafik. Gölgeli alan petrol oluşumu için optimum koşullar aralığını ifade eder ve noktalar dünyanın çeşitli yerlerinden petrol taşıyan havzaların gerçek örnekleridir (Connan, 1974).

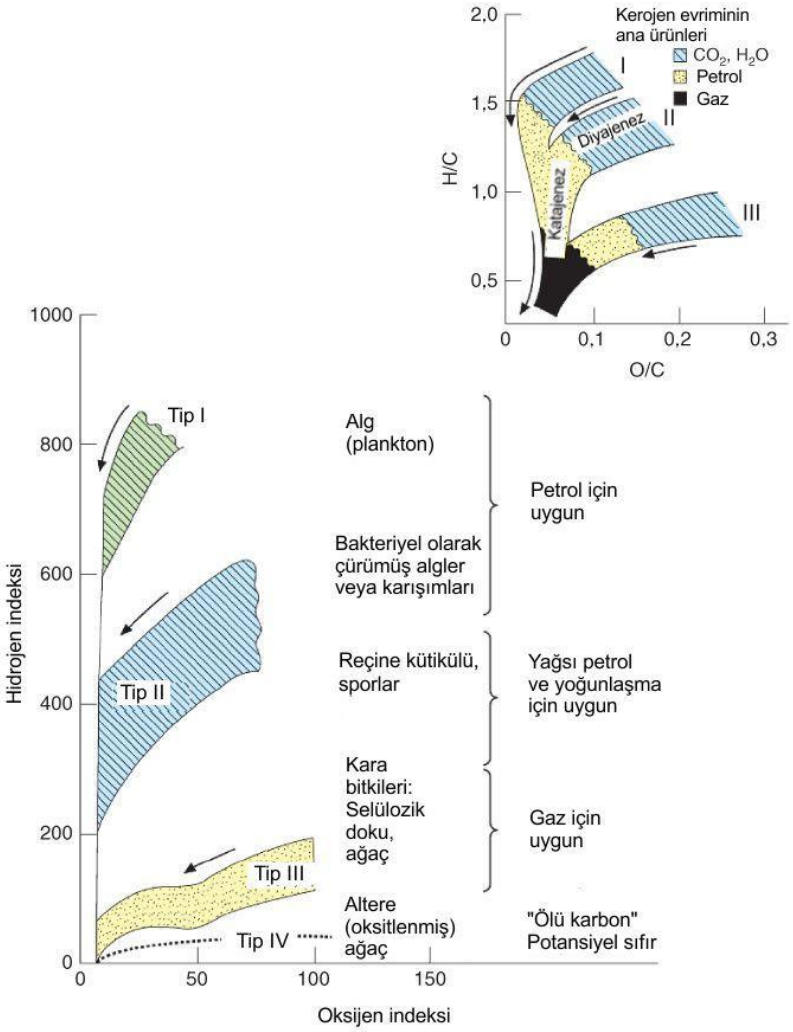
100 milyon yıl gerekir (Hunt, 1979). Bu ilişki, seçilen petrol içeren havzalar için verileri sunan şekil 5.29'da zamana karşı sıcaklık grafiğinde gösterilir. Bu grafik, petrol aramalarında çok yararlı olabilir. Örneğin, genç bir havzada düşük jeotermal gradyan nedeniyle petrol oluşumunun gerçekleşmeyeceği öngörülür. Çünkü, verimli sıvı hidrokarbon üretimi eşiği henüz aşılmamış olabilir. Benzer şekilde, yaşlı ve sıcak bir havzada petrolün korunması olası değildir. Çünkü, metamorfizma sırasında bu petrolün tamamı yok olacaktır. Bu nedenle, çökel havzaların zaman-sıcaklık ilişkisi, petrol aramalarında kritik bir faktördür. Genel bir kural olarak, petrol kaynakları şekil 5.29'daki ilgili alanda tanımlandığı üzere, ya genç, sıcak havzalarda ya da yaşlı, soğuk havzalarda aranmaktadır.

5.4.2.1 Kaynak Kaya ve Organik Olgunlaşma

Dünyadaki organik maddelerin çoğu fitoplankton gibi mikroskobik bitkilerin ayrışma ürünlerini ifade eden *sapropelik* ve esasen makroskopik kara bitkilerinin olgunlaşma ürünlerini ifade eden *hümik* olmak üzere iki ana türe ayrılabilir. Sapropelik organik madde 1,3-1,7 aralığında H/C oranlarına sahipken, hümik madde 0,9 civarında daha düşük H/C oranlarına sahiptir. Bu bileşimsel farklılıklar fosil yakıtların oluşumuyla ilgili olan kerojen türlerinin daha titiz bir şekilde sınıflandırılmasına yol açmıştır. Başlangıçta Tissot vd., (1974) tarafından geliştirilen sınıflandırma Van Krevelen diyagramı olarak adlandırılan, O/C'ye karşı bir H/C grafiğidir (Van Krevelen, 1961; bkz. Şekil 5.30). Tissot sınıflandırmasının daha yeni bir sürümü Cornford (1998)'de tanımlanmıştır. Bu yeni sürümde sırayla H/C ve O/C'ye benzer iki parametre olan, oksijen indeksine karşı hidrojen indeksinin grafiği (Şekil 5.30) kullanılır. Ancak, bu parametreler aşamalı Rock-Eval piroliz ve kromatografiden doğrudan elde edilebilir (Bjørlykke, 2015).

Sınıflandırma şeması petrol oluşumuyla çok az ilgisi olan veya hiç ilgisi olmayan dördüncü bir tür ile üç ana kerojen türünü tanımlar. Tip I kerojen (veya yüksek H/C'lu liptinit), lipitler bakımından zengin olan ve genel olarak göl ve lagün ortamlarında biriken yosun materyalinden elde edilir. Tip I kerojen olgunlaştığında genellikle yüksek verimli petrol oluşturur. Petrol verimleri yüksek olan liptinitler nispeten nadirdir. Aksine, Tip II kerojen veya ekzenit bol miktarda bulunur ve deniz ortamlarında biriken fitoplankton, bitki sporları, polenler, ekzinler ve reçinelerin parçalanmasından elde edilir. Orta verimle hem petrol hem de gaz verir. Kuzey Denizi petrol yataklarının Jura kaynak kayası olan Kimmeridge Kil formasyonu Tip II kerojenden petrol türevinin bir örneğini temsil eder. Tip III kerojen (veya düşük H/C ve yüksek O/C içeren vitrinit) lignin ve selüloz yönünden zengin hümik kara bitkilerinden elde edilir ve olgunlaştığında sadece gaz verir. Daha önce de belirtildiği gibi, bu madde kömürleri oluşturan malzemedir. İnertinit veya Tip IV kerojen adından da anlaşılacağı gibi ne petrol ne de gaz verir ve esas olarak karbon ve oksijen içerir. Şekil 5.30'daki oklar aşamalı gömülme ve olgunlaşma ile farklı kerojenlerin bileşimsel eğilimlerini gösterir; tümü saf karbon (grafit) ile temsil edilen kökene doğru birleşir. Kaynağa ilişkin değerlendirmelerde petrole yatkın Tip I ve II kerojenlerin sadece petrol değil, aynı zamanda hem "ıslak" (yani yüksek yoğunlaşabilir fraksiyonlu) hem de "kuru" gaz (esas olarak metan) vereceği unutulmamalıdır. Gaz eğilimli kerojen (genellikle Tip III) esas olarak kuru gaz üretecektir.

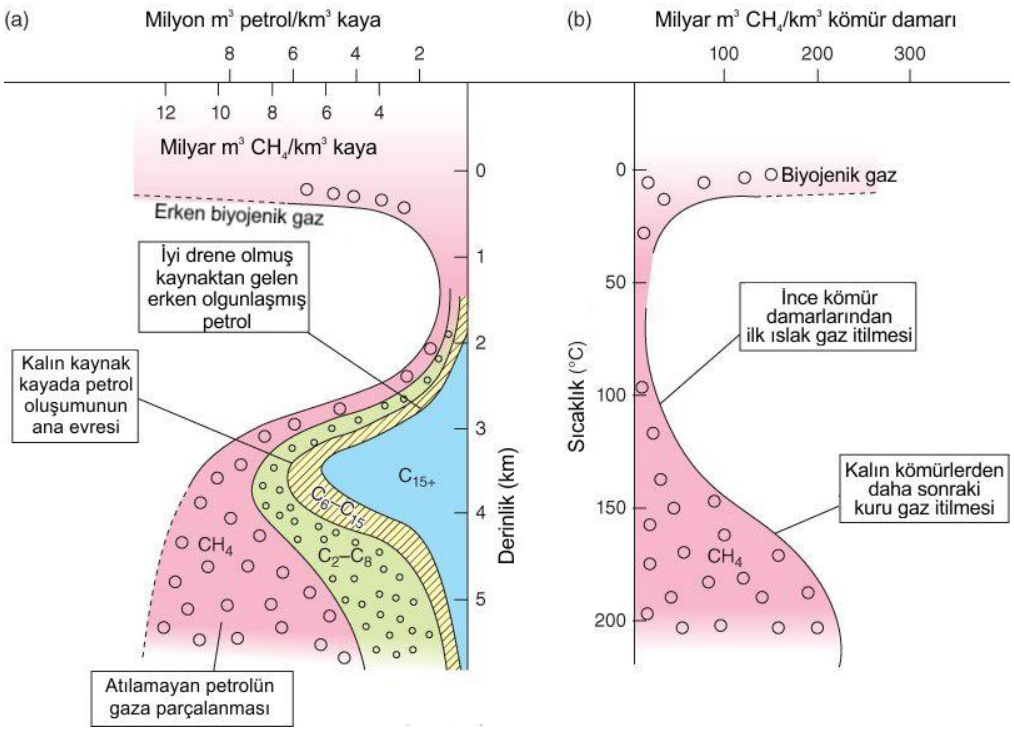
Modern analitik ve modelleme teknikleri aşamalı olarak gömülen bir kaynak kayadan gaz ve petrol verimlerinin kantitatif tahmininin hesaplanmasına izin verir. İki farklı kaynak kayadan hidrokarbon verimlerinin bir özeti şekil 5.31'de sunulmuştur. Şekil 5.31a Tip II kerojen olarak %1 toplam organik karbon (TOC) içeren bir kaynak kayadan türeyen petrol ürünlerinin miktarlarını göstermektedir. Analiz, yüksek (C_{15+}) ile düşük (C_2-C_8) moleküler ağırlıklı petroller içeren kondansatların üretimini ve baskın olarak bir metan gazı bileşenini ayırt etmektedir. Diyajenetik olgunlaşma aşamaları esas olarak yüzeyde



Şekil 5.30 Hidrojen indeksi ve oksijen indeksine dayalı kerojen türleri için sınıflandırma şeması (Cornford, 1998'den). Ek diyagram H/C ve O/C atom oranlarına göre daha eski bir kerojen sınıflandırmasını göstermektedir (Tissot ve Welte, 1984'den).

kaybolan CO_2 ve H_2O üretir. Aşamalı gömülme ile petrol ve gaz üretilir; en yüksek petrol üretimi yaklaşık 150 °C'de ve 3000-4000 m gömülme derinliklerinde gerçekleşir. Daha büyük gömülme derinlikleri ve daha yüksek sıcaklıklarda ana ürün kuru gaz veya metandır.

Petrol aramaları sırasında kaynak kaya değerlendirmeleri önemlidir. Organik maddenin kökeni tortul kayaların çökelme ortamının bir göstergesidir. Bu nedenle, petrol/gaz göçü ve kapanlarının doğasına kısıtlamalar yerleştirmede de yararlıdır. Geleneksel petrol yatakları "mutfak" kaynağından gelen hidrokarbonlar rezervuar olarak bilinen bir kapan alanına göç ettiğinde ve yoğunlaştığında oluşur. Geleneksel olmayan petrol ve gaz yatakları (Alt Bölüm 5.4.4'te açıklanmıştır) genellikle hidrokarbonlar göç etmediğinde ve kaynak kayanın aynı zamanda rezervuar olduğu durumlarda oluşur.



Şekil 5.31 (a) Başlangıçta %1 toplam organik karbon (TOC) içeren Tip II petrole yatkın kerojen içeren tortul kaynak kayadan türetilen kümülatif petrol türleri ve metan gazı oluşumu. (b) Sonuçta bir kömür yatağı oluşturan gaza yatkın kerojenin sadece 1 km3 çökel hacminden ıslak ve kuru gaz üretimi (Cornford, 1998'den).

5.4.2.2 Petrol Göçü ve Rezervuar Değerlendirmeleri

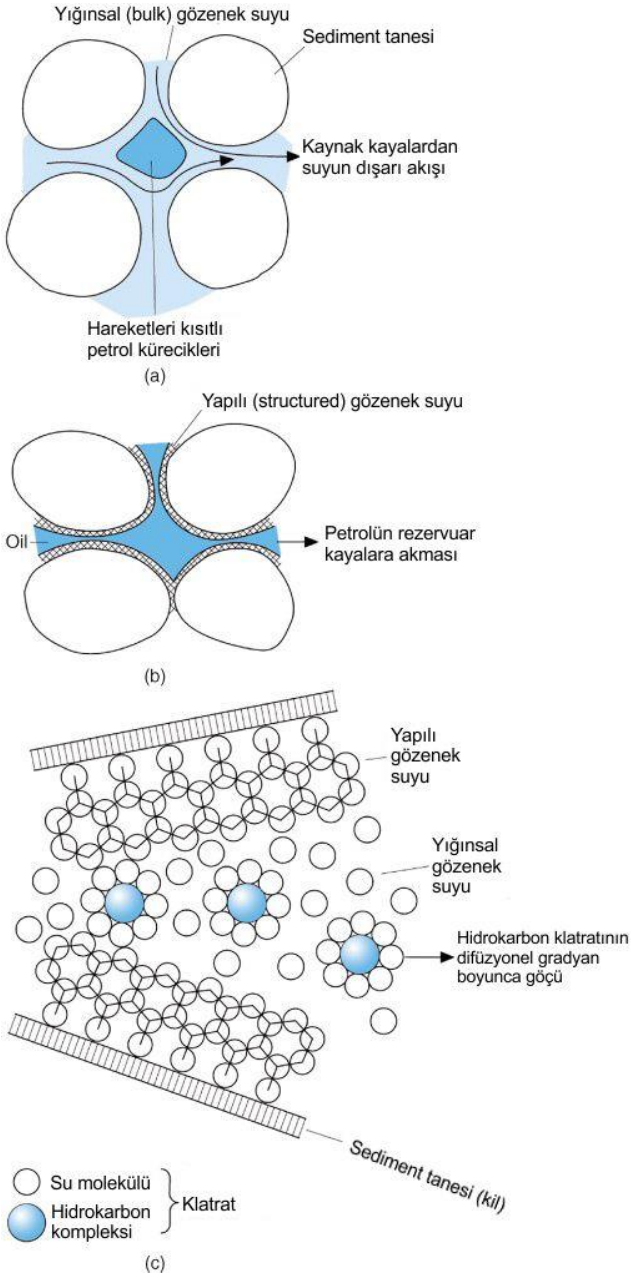
Petrol ve gaz oluşumunun özelliklerinden biri, petrolün ince taneli bir kaynak kayada oluşmaya başlaması ve daha geçirgen veya daha iri taneli rezervuar çökellerine göç etmesidir. Petrol göçü ve kapanlanma süreçleri bilgisi endüstrinin hem arama hem de işletme aşamaları için çok önemlidir. Süreçler karmaşık olmakla birlikte, günümüzde akışkanlar hidroliği ilkeleri ve gelişmiş bilgisayar modelleme teknikleri sayesinde doğru bir şekilde değerlendirilebilmektedirler.

Petrol mühendisleri sıkışma sırasında petrol ve gazın kaynak kayadan dışarı hareketini açıklayan birincil göç ile geçirgen rezervuar içindeki akışı ve ayrıca petrol ve gazın ayrışmasını tanımlayan ikincil göç arasında ayrım yaparlar. Organik kaynak kaya diyajenez sırasında taşlaştığından, su (genellikle düşük ila orta tuzlulukta tuzlu su) bir havza akışkanı oluşturmak üzere çökelden dışarı atılır (bkz. Bölüm 3). Bu nedenle, hidrokarbon olgunlaşmasının erken katajenik aşamalarında petrol ve gaz su ile birlikte bulunur. Hidrokarbon göçünün gerçek mekanizmaları ve bu süreçte suyun rolü tam olarak anlaşılamamıştır. Hidrokarbonlar genellikle suda düşük çözünürlüğe sahip olduklarından petrolün sulu çözelti içinde göç etmesi olası değildir (örn. pentan için 3 ppm, metan için 24 ppm, benzen için 1800 ppm, tümü oda sıcaklığında; Bjørlykke, 1989). Bununla birlikte, küçük hidrokarbon molekülleri büyüklerden daha kolay çözünür ve örneğin metan (CH_4) basınç arttıkça suda oldukça çözünür hale gelir (6000 m derinlikte yaklaşık 7500 ppm; Hunt, 1979). Bu sebepledir ki, metan

ve diğer düşük moleküler ağırlıklı bileşikler derinlikte çözünebilir ve ardından sulu çözelti yüzeye yükseldikçe ve basınç azaldıkça serbest kalabilir. Bununla birlikte, büyük miktarlarda hidrokarbon akışkanlar ve yüksek moleküler ağırlıklı bileşiklerin bu mekanizma ile göç etmesi olası değildir. Katajenik basınçlarda ve sıcaklıklarda hidrokarbon gazları petrolü giderek daha fazla çözecektir ve bazı kaynak kayalarda, birincil göçün gaz fazı çözülmesiyle sağlanabileceğine dair kanıtlar vardır. Katajenezin ileri aşamalarında sıcaklıklar ve basınçlar birçok hidrokarbonun kritik noktalarına yakın olduğu bir duruma gelir ve sıvı ile buhar arasındaki yoğunluk farkları en aza iner (bkz. Bölüm 2, alt bölüm 2.2). Bu nedenle, petrolün gazdan ayrılması esas olarak petrol ürünlerinin petrol/gaz üretim alanlarından çok uzaktaki rezervuarlara göçüne eşlik eden sıcaklıktaki düşüşü yansıtır. Sıvının buhardan aşamalı olarak ayrılması ve düşük yoğunluklu, yüzer bir gaz fazının yanı sıra daha yoğun, viskoz bir petrolün oluşumu, genellikle ikincil göçe eşlik eden bir süreçtir.

Çözünme mekanizmalarının petrol akışında rol oynaması muhtemel olsa da dünyanın başlıca petrol üretim bölgelerinde gözlenen devasa petrol birikimlerini açıklayamamaktadırlar. Hidrokarbonların birincil göçü sırasında petrol fazı göçü ve difüzyon şeklinde iki farklı mekanizmanın daha önemli olduğu düşünülmektedir. Ham petrolün kaynak kayadan dışarı hareketi, tortul tabakada bulunan gözenek suyunun büyük bir kısmı sıkışma yoluyla atıldıktan sonra başlar. Başlangıçta bir kaynak kaya genellikle petrole göre nispeten yüksek oranda gözenek suyu içerir ve böyle bir durumda hidrokarbon hareket edemez. Bunun temel nedeni, petrol akışının su tarafından engellenmesidir. Çünkü, daha düşük yüzey gerilimi nedeniyle su çökelin gözenek boşluklarını "su ile ıslatma" eğilimindedir. Böyle bir durumda su ağırlıklı gözenek boşluklarında yüzen petrol damlacıkları, göçü başlatmak için gereken kapiler kuvvetleri üretemez (Şekil 5.32a). Bununla birlikte, sıkışma ilerledikçe gözenek suyunun büyük kısmı uzaklaştırılır ve kalan miktarda su yapısal olarak kil partiküllerine bağlanır. Kaya gözenekliliği azaldıkça petrol, artık yeterli gözenek hacmini kaplayarak kapiler kuvvetlere maruz kalır ve kayanın içinden akmaya başlar (Şekil 5.32b). Suyun varlığı akışı engellemediği için, kaya içinde "petrole doygun" yollar oluşturulduktan sonra petrolün göçü mümkün hale gelir. Daha nadir görülen bir durumda, gözenek boşlukları başlangıçta çok yüksek organik/hidrokarbon içeriği nedeniyle "petrolle ıslanmış" olduğunda petrolün kaynak kayadan akışını başlatmak için gözenekliliğin azalması gerekli değildir.

Birincil ortamda hidrokarbon moleküllerinin göç edebilmesinin bir başka yolu, bir aktivite veya serbest enerji gradyanı boyunca difüzyondur (Hunt, 1979). Şekil 5.32c'de nanometre ölçeğinde bir kil partikülünün kenarı boyunca yapılandırılmış su tetrahedralinin düzenlenmesi görülmektedir. Çökelin gözeneklerindeki hidrokarbon molekülleri veya agregaları hidrat ve klarat bileşikleri oluşturmak üzere genellikle su moleküllerinden oluşan bir kılıfla kaplanır. Hidrokarbon klatratın yapılandırılmış su ile etkileşimi termodinamik bakış açısından moleküllerden birinin veya her ikisinin parçalanmasını kolaylaştırmak için enerji gerektirir. Bu nedenle, hidrokarbon klatratın daha düşük serbest enerjiye doğru ve dolayısıyla yapılandırılmış su kili mineral kenarından uzağa göçünü destekleyen bir difüzyonel enerji gradyanı oluşturulur. Bu tür difüzyon jeolojik ölçekte hidrokarbonların daha ince taneli şeyllerden daha kaba kumlara doğru hareketine dönüşür. Bu da kapileriteye benzer ve doğal gözlemlerle uyumludur. Birincil göçte doğrudan taşıma ajanı olarak yer almasa da, suyun yürürlükteki tüm mekanizmalara dâhil olduğu açıktır. Esas olarak gaz üreten düşük organik içerikli kaynak kayalardan hidrokarbon göçü difüzyonla, sulu çözelti içinde veya doğrudan gaz fazı olarak meydana gelebilir. Bununla birlikte, yüksek organik içerikli, petrole eğilimli kaynak kayalarda hidrokarbonlar ağırlıklı olarak petrol fazı olarak göç edecektir (Hunt, 1979).



Şekil 5.32 Petrol fazının birincil göçünün açıklaması. (a) Bir tortul kaynak kayadaki "suya doymuş" gözenek boşlukları, petrol kapileritesi, gözenek boğazlarını tıkayan suyla ıslanmış gözeneklerin varlığı ile engellendiği için petrol göçünün çok az olduğu veya hiç olmadığı bir durumu gösterir. (b) Çökelin sıkışmasının hacimli gözenek suyunun çoğunu atmasından sonra "petrole doymuş" gözenek boşlukları oluşur, bu da gözenekleri tıkayan serbest suyu ortadan kaldırarak kapiler kuvvetlerle ilişkili petrol göçünü kolaylaştırır (Bjørlykke, 1989'dan). (c) Varsayımsal gözenek boşluğunun nanometre ölçeğinde basitleştirilmiş gösterimi ve hidrokarbonların difüzyonel göçünün yapısal suya bağlı mineral tanelerinden uzaklaşarak gerçekleştiği ortam (Hunt, 1979'dan).

Birincil hidrokarbon göçünün verimliliği değişken olup, bir dizi faktöre bağlıdır. Yapılan araştırmalar oluşan petrol miktarının ve işletim verimliliğinin derinlik ve sıcaklıkla arttığını göstermiştir. İşletim verimleri doymuş hidrokarbonlarda aromatiklerden daha yüksektir ve petrol üretimi Tip II kerojen içeren kaynak kayalardan Tip III kerojen eşdeğerlerinden çok daha hacimlidir. Ayrıca, petrol ürünleri genellikle kaynak kayadaki hidrokarbon hacmi gözenek boşluğunun hacmine ulaştığında veya bu hacmi aştığında ve

su sistemden göç ettikten sonra genellikle kaynak kayalarından dışarı atılır (Leythauser vd., 1984; Mackenzie vd., 1987).

İkincil göçün önemli olduğu onlarca veya yüzlerce kilometre ölçeğinde hidrokarbon akışını kontrol eden ana faktör ana kayada bir basınç farkının varlığıdır. Özellikle petrol göçü ile ilgili olan kavramlar akışkan aşırı basıncı (bölüm 3, alt bölüm 3.3.2'de daha ayrıntılı olarak açıklanmıştır) ve kaldırma kuvveti basıncıdır. Gözenek suyu, örneğin ince taneli bir şeylde düşük geçirgenlik nedeniyle uzaklaştırılamazsa, sıkışma gecikir ve akışkan basınçları normal hidrostatik basınçların üzerindeki değerlere yükselir. İnce ve kaba çökeller gömülme sırasında gözenek sularını farklı oranlarda dışarı atar ve bu nedenle farklı akışkan basınç gradyanları boyunca sıkışır. Aşırı basınçlı sıvılar genellikle ince taneli çökeltilerde bulunur. Şekil 5.33a'da Orinoco Havzası'nda bir dizi sondaj kuyusundaki akışkan basınçlarının gerçek ölçümleri ve iyi drene edilmiş kumtaşına göre zayıf drene edilmiş şeyl birimlerinde meydana gelen hidrostatik aşırı basınçları görülmektedir. Bu bilgi, göç yollarının tanımlanmasını sağlar ve ana kumtaşı akiferinin hem yukarıdan hem de aşağıdan gelen akışkanlarla beslenebileceğini gösterir. Kayalarda hidrostatik akışkan aşırı basınçlarına neden olan gerilmeler aslında birkaç faktör tarafından kontrol edilir. Hızlı çökel birikimi, akışkanların ısıl genleşmesi, tektonik sıkışma ve kaynak kayada gerçek düşük yoğunluklu petrol ve gaz oluşumu bunlardan bazılarıdır.

Hidrostatik kaldırma basıncı petrolün ikincil göçünü kontrol eden başka bir faktördür. Petrol ve suyun farklı yoğunluklara sahip olmasından kaynaklanır. Sonuç olarak, homojen bir çökeltide bir petrol sütununun üzerine gelen bir su sütunu, şekil 5.33b'de gösterildiği gibi, farklı basınç gradyanları gösterecektir. Su petrolden daha yoğun olduğu için su kolonundaki akışkan basınçları, petrol kolonundakilere göre derinlikle birlikte daha hızlı artacaktır. Kaldırma basıncının büyüklüğü Eşitlik (5.11)'de gösterildiği gibi daha az yoğun akışkan sütununun yüksekliğine bağlıdır (Gluyas ve Swarbrick 2004'ten):

$$P_b = gh\,(\delta_w - \delta_o) \qquad (5.11)$$

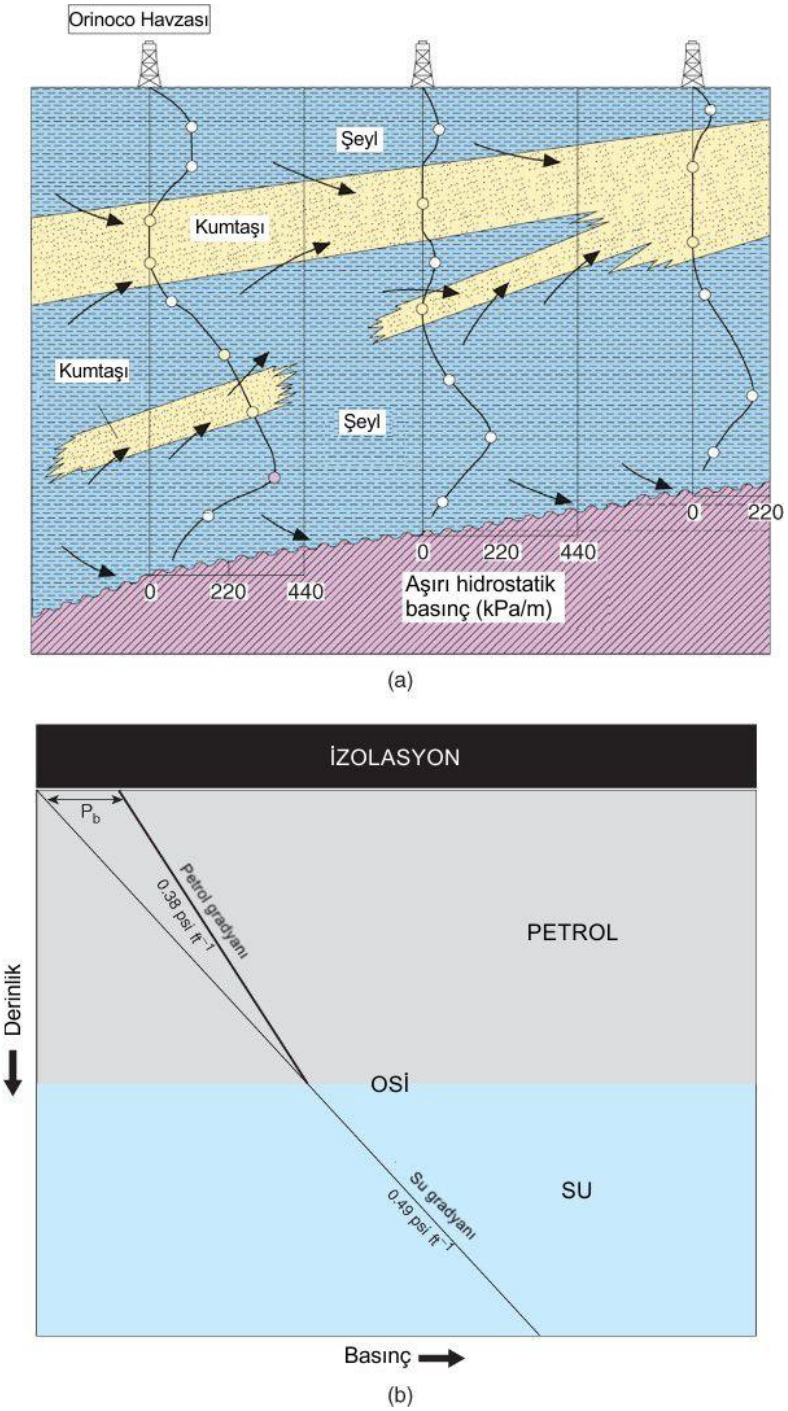
Burada, P_b: Kaldırma basıncı, g: yerçekim ivmesi, h: daha az yoğun akışkan sütununun yüksekliği ve δ_w ve δ_o sırayla su ve petrol yoğunluklarıdır. Kaldırma etkisinin bir sonucu olarak, petrol tortul bir seride yükselme eğiliminde olacaktır. Bir akışkanın gözenekli bir ortamda akacağı hız, 1856'da Henry Darcy tarafından deneysel olarak belirlenen ve daha genel olarak uygulanabilir hale getirmek için Morris Muskat [Denklem (5.12); Muskat, 1937] tarafından değiştirilen Darcy Yasası ile ifade edilir. Doğal petrol oluşturan ortamlarda viskozite, geçirgenlik ve basınç farklarının bir fonksiyonu olarak akış hızları aşağıdaki denklemle hesaplanır:

$$Q = -kA(P_x - P_y)/\mu L \qquad (5.12)$$

Burada Q: Akışkan boşaltım hızı, k: Gözenekli ortamın geçirgenliği, A: Akışkan akışının kesit alanı, $(P_x - P_y)$ akış yolu boyunca basınç düşüşü, μ: Viskozite ve L: Akış yolu uzunluğudur. Petrol bilim adamlarının petrol ve gaz kaynaklarının nerede bulunabileceğine dair bir kılavuz olarak petrol göç yollarını izlemelerine izin veren olgu bu tür düşüncelerdir.

5.4.2.3 Petrol ve Gazın Kapanlanması

Hidrokarbonların birincil göçü genel olarak kısa mesafelerde (yüzlerce metre veya daha az) gerçekleşir ve mevcut ilk akiferin kaynak kayaya yakınlığıyla sınırlandırılır. Buna karşılık, ikincil göç onlarca ve hatta bazen yüzlerce kilometre mesafede meydana gelir ve sadece petrolün belirli bir kaya hacminde sabit bir süre boyunca birikmesine izin veren bir kapanın varlığıyla sınırlandırılır. Hidrokarbon kapanları ekonomik petrol ve gaz yataklarının oluşumu için kritik öneme sahip olup, rezervuarın geçirgenliğini azaltan veya akışkanın daha fazla göçünü engelleyen fiziksel bir bariyer sağlayan herhangi bir jeolojik yapı şeklinde olabilir. Örneğin, evaporit tabakaları yanal olarak geniş alanlar kapladıklarından ve



Şekil 5.33 ((a) Orinoco havzasından üç sondaj kuyusundaki aşırı hidrostatik basınçların (yani aşırı basınçların) ve şeyl ve kumtaşı ardalanması içeren seride beklenen akışkan hareket hatlarının gerçek ölçümleri (Hunt, 1979'dan). (b) Bir geçirimsiz tabaka altındaki bir petrol rezervuarında hidrostatik kaldırma basıncı kavramını açıklayan şematik diyagram. Rezervuar esas olarak petrol-su temasının (OWC) altındaki su ve üzerindeki petrolden oluşur. Akışkan basınç gradyanları su ve petrolün farklı yoğunluklara sahip olması nedeniyle farklılık gösterir. Maksimum kaldırma basıncı (Pb) geçirimsiz tabakanın hemen altındaki petrolde bulunur (Gluyas ve Swarbrick, 2004'den değiştirilerek alınmıştır).

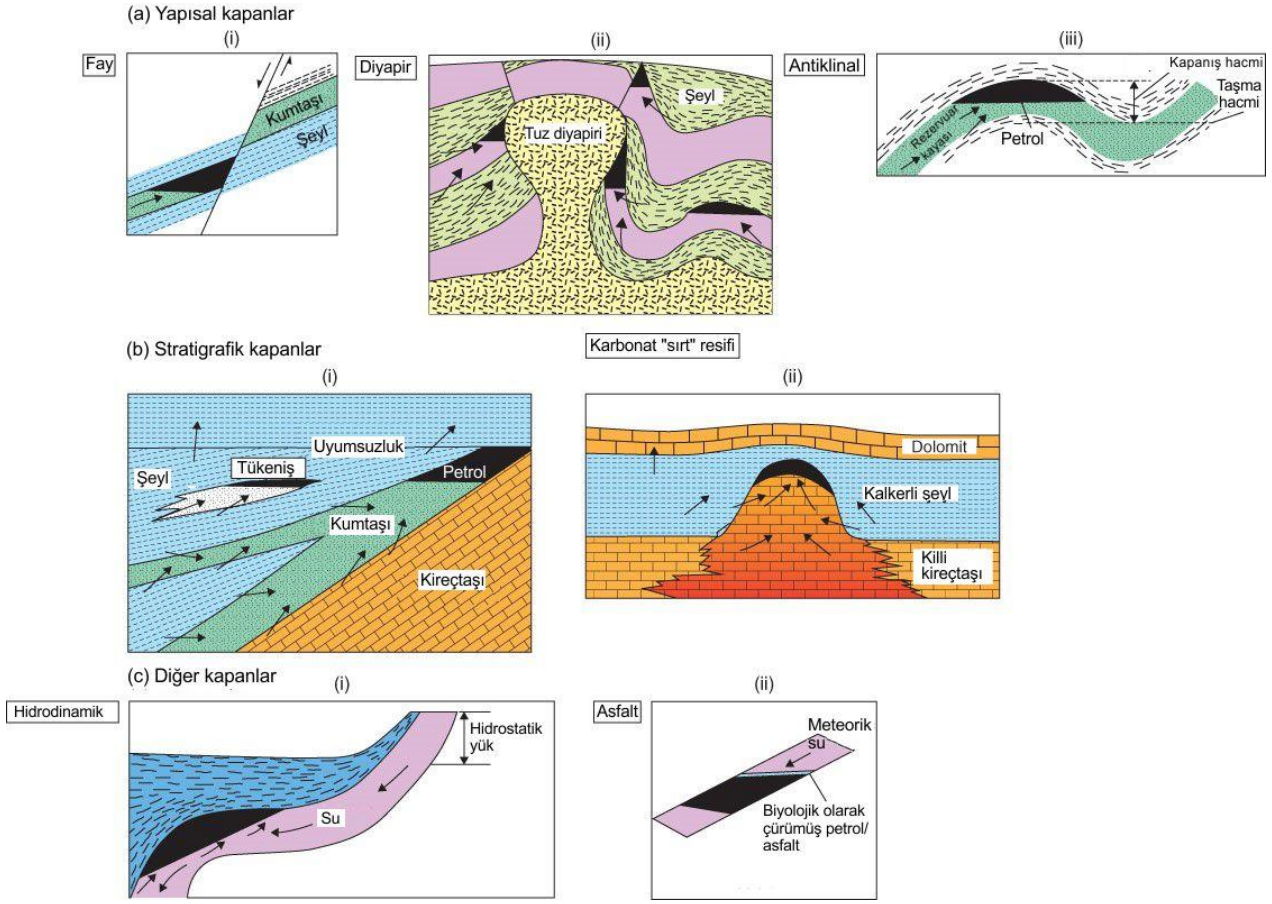
halitin orta sıcaklıklarda bile plastik olarak deforme olabilme kabiliyetinden dolayı geçirgenlikleri neredeyse sıfır olduğu için iyi hidrokarbon kapanları olabilirler. Arap (Basra) Körfezi'ndeki dev petrol yataklarının birçoğu ve Kuzey Denizi gaz yataklarının bazıları evaporit serileri (Kutu 5.4) tarafından kapanlanmıştır. Bununla birlikte, genel olarak faylar ve antiklinaller gibi yapısal özellikler en yaygın hidrokarbon kapanlarıdır. Bu bölümde dünyanın çeşitli yerlerindeki hidrokarbon yatakları için potansiyel kapanları temsil eden bazı jeolojik senaryolar kısaca özetlenmiştir. Şekil 5.34'de azalan önem sırasına göre yapısal, stratigrafik ve daha az yaygın muhtelif sınıflar olan hidrodinamik ve asfalt kapanları içeren üç temel kapan türü olduğu görülmektedir.

(i) Yapısal kapanlar

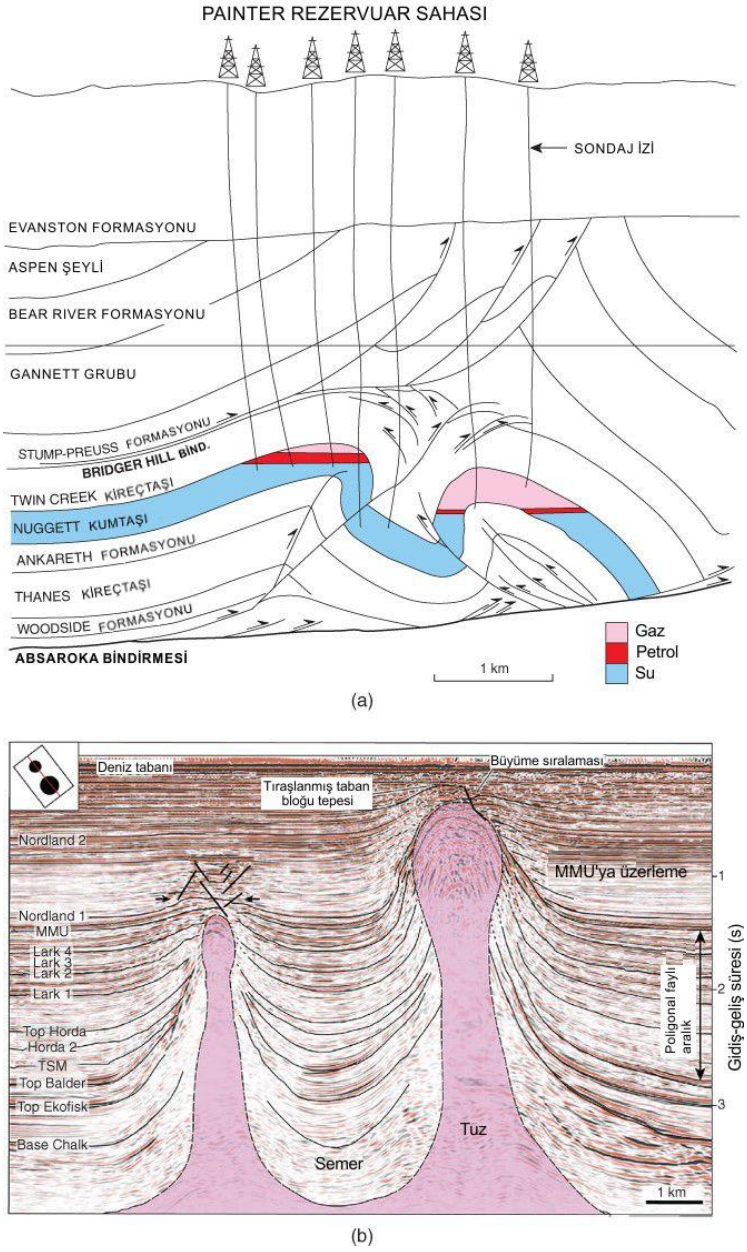
Yapısal kapanlar çökel deformasyonundan kaynaklanır ve genellikle bir akifer boyunca sıvı akışının devam etmesini önleyen fiziksel engeller sağlar. Örneğin bir fay, bir şeyl birimi ile bir rezervuar çökelini yan yana getirebilir ve fayın kendisi geçirimsiz kaldığı sürece, arkasında hidrokarbonların birikeceği bir baraj görevi görür. Çoğu hidrokarbonlar yukarı doğru aktığından, bir rezervuar kayanın bir antiklinal veya kubbe benzeri bir özelliğe kıvrılması da çok verimli bir kapan alanı sağlar. Alaska'daki Prudhoe Körfezi'ndeki devasa petrol sahası petrolün rezervuar çökellerinin hem kıvrılması hem de faylanmasının bir kombinasyonu tarafından tutulduğu bir örneği temsil eder. Bu ortamda hidrokarbon birikiminin ölçeği, yapının kapanma hacmi ve ayrıca petrolün ötesinde başka bir akifer sistemine göçünün devam edeceği dökülme noktası dikkate alınarak tahmin edilebilir (Şekil 5.34a-iii).

Bindirmeye bağlı antiklinallerde petrolün sıkıştığı petrol sahasına güzel bir örnek, ABD Wyoming-Utah bindirme kuşağındaki Painter Reservoir alanıdır. Şekil 5.35a'da bu alandan geçen ve petrol ve gazın Nuggett kumtaşı birimi içinde antiklinallerde hapsolduğu, ikincisi rezervuarın altındaki büyük Absaroka Bindirmesinden türemiş ikinci dereceden itmelerle büküldüğü açıkça görülen bir bölümü göstermektedir (Frank vd., 1982; Gluyas ve Swarbrick, 2004).

Tuz domları ve diyapirler aynı zamanda etkili petrol kapan alanlarını temsil ederler ve dünyanın birçok büyük petrol havzasında önemlidirler. Tuz katmanları daha yoğun kaya katmanlarının altındaysa, ortaya çıkan yerçekimi dengesizliği, tuzun üstteki tabakaları delerek hidrokarbonlar için ideal kapan alanları meydana getirmesine neden olur. Tuz tabakalarının veya halokinesin yanal ve yukarı doğru göçü, bir tuz tabakası (yaklaşık 2,2 g/cm^3 yoğunluğa sahip ve ağırlıklı olarak halit ve silvin içeren) ile üstteki kırıntılı veya karbonat çökeltileri (sıkışma durumunda yoğunluklar genel olarak 2,5 ila 2,7 g/cm^3) arasındaki yoğunluk farklarının bir sonucudur. Tuz tabakası üzerini örten tabakalara göre daha düşük yoğunluklara sahip olduğundan, nispeten kısa jeolojik zaman periyotları boyunca, nihayetinde aşırı yüke yüzlerce metre nüfuz edebilen diyapirik özellikler oluşturmak üzere yukarı doğru yükselir (Şekil 5.34aii ve 5.35b). Tuz tabakalarının plastik deformasyonundan çok çeşitli yapısal kapan alanları ortaya çıkar. Bunlar, örneğin ABD'nin Körfez Kıyısı boşluklarında ve ayrıca İran'ın Zagros dağlarında petrol ve gazın birikmesinde yaygın şekilde rol oynamıştır.



Şekil 5.34 Hidrokarbon kapan alanları için şematik jeolojik senaryolar. (a) Faylar, diyapirik özellikler ve antiklinal veya kubbe benzeri yapılarla temsil edilen yapısal kapanlar. (b) Uyumsuzluklar, daraltmalar ve karbonat "zirve" resifleri ile temsil edilen stratigrafik kapanlar. (c) Hidrodinamik ve asfalt kapanlar gibi diğer özellikler (Hunt, 1979 ve Bjørlykke, 1989'dan).



Şekil 5.35 Petrol için yapısal kapan örnekleri. (a) Painter Rezervuarı'ndan (Wyoming) petrol yataklarının altındaki temel Absaroka Bindirmesi'nden kaynaklanan ikincil bindirmelerle oluşan antiklinallerde biriken petrolü gösteren enine kesit (Gluyas ve Swarbrick, 2004'den değiştirilerek alınmıştır). (b) Kuzey Denizi petrol sahasının doğu Orta Grabeni'ndeki Pierce tuz diyapirlerini gösteren yorumlanmış sismik profil (Carruthers vd., 2013. Görüntü izni: Joe Cartwright). Bu özellikler ve bunlara benzer birçok diğer yapı halokines geçiren tortul havzalarda potansiyel petrol kapanı alanları oluştururlar.

(ii) Stratigrafik kapanlar

Stratigrafik kapanlar tamamen sedimentolojik özelliklerden kaynaklanır ve bir çökel fasiyesi diğerine geçerken geçirgenliğin azaldığı çökel geçiş zonları veya rezervuar kayanın akış yeteneği düşük bir birimin altında yer aldığı uyumsuzluk gibi özelliklerle temsil edilirler. Athabasca petrollü kumlarının (bkz. Aşağıda alt bölüm 5.4.4) erken Paleojen döneminde büyük bir uyumsuzluk boyunca hidrokarbonların göçü ve hapsedilmesinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Kumtaşlarına ek olarak, karbonat kayaları da önemli rezervuarları temsil eder, çünkü kalsit gibi minerallerin yüksek çözünürlüğü ikincil gözenekliliği ve hidrokarbonların göçünü teşvik eder. Kireçtaşı "doruk noktası" resifleri (Şekil 5.34b-ii) gibi sedimenter özellikler özellikle dev Orta Doğu yataklarında karbonat serilerinde önemli kapan sahalarıdırlar.

Sedimenter birimlerin geometrisi, yanal fasiyes değişiklikleri ve diyajenezin doğası, kıstırmalı stratigrafik kapanlarda önemli roller oynar. Stratigrafik sıkışma ile petrol kapanına iyi bir örnek, Woodbine Grubu'nun üst Kretase çökellerinde bulunan dev Doğu Teksas petrol sahasıdır (Ambrose vd., 2009). Konak kayası Woodbine kumtaşları olan Doğu Teksas petrol sahası, kıta ABD'sinin en büyüğü olup, 5 milyar varilden fazla petrol üretmiştir. 1930'ların başında vahşi sondajla (wildcat drilling) keşfedilmiştir (Dolson, 2016). Keşif zamanında yapısal kapan kavramı anlaşılmış olsa da stratigrafik kapanlar genellikle zor tanımlanıyordu ve keşif tamamen tesadüfi bir şekilde gerçekleşmişti. Doğu Teksas Havzası'nın Woodbine kumtaşları kuzeyden kaynaklanmış Sabine domuna karşı doğuya doğru giderek incelen bir fluvio-deltayik ortamda çökelmiştir (Şekil 5.36). Son bahsedilen yükselim Woodbine çökelimi sırasında sürekli olarak meydana gelmiş; öyle ki, üst diziler aşamalı olarak doğuya doğru kesilerek bölgesel bir uyumsuzluk tarafından tıraşlanmıştır. Tıraşlanan kısım daha sonra ikincil göçlere karşı geçirimsiz bir perde görevi gören bir kireçtaşı birimi (Austin Chalk Grubu) tarafından örtülmüştür. Doğu Teksas sahasında büyük hacimlerde petrolün kapanlanmasından sorumlu olan açısal uyumsuzluk çok ince ve düşük rölyeflidir. Bu da bu tür stratigrafik kapanın keşif sırasında tanınmasını zorlaştırmaktadır.

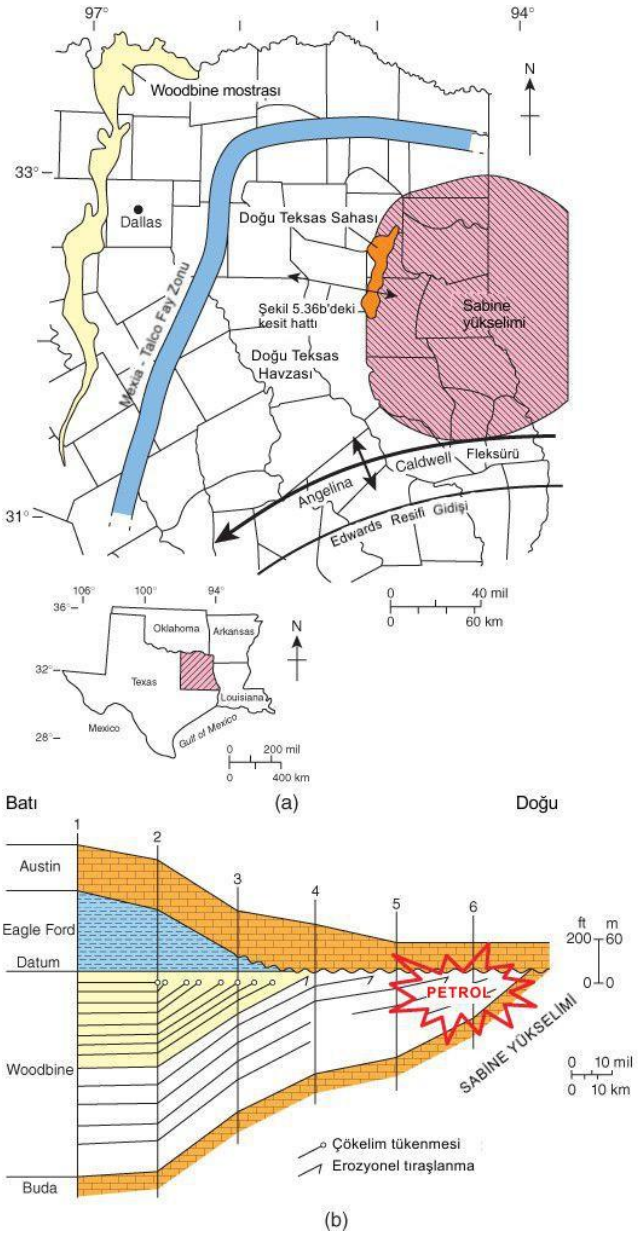
(iii) Diğer kapanlar

Daha az öneme sahip diğer kapan sahaları petrol göçünün, daha önce açıklandığı gibi, tortu gözeneklerini suyla ıslatacak ve hidrokarbon akışını engelleyecek güçlü bir yeraltı suyu akışı tarafından yönlendirildiği sahaları içerir. Bunlar hidrodinamik kapanlar olarak bilinir ve güçlü su akışının meydana geldiği akiferlerdeki petrol-su temasında oluşan kayma gerilmelerinden kaynaklanır. Yeraltı suyu ayrıca rezervuar petrolü ile kimyasal olarak etkileşime girer ve bu da oksidasyon, biyolojik çürüme ve ara yüzde bitümlü asfalt tabakasının oluşmasına neden olur. Asfalt kapanı olarak bilinen bu katmanın kendisi, altında hidrokarbonların birikebileceği bir bariyer görevi görebilir (şekil 5.34c-ii).

5.4.3 Kömürleşme Süreçleri

Dünyanın enerji ihtiyacının çoğu hala kömür ve linyitin yakılmasından elde edilmektedir. Bu durum kirlilik ve küresel ısınma üzerinde büyük olumsuz etkilere sahiptir Dünyanın en büyük iki kömür üreticisi Çin ve ABD'dir. Ancak, Avustralya yüksek kaliteli kömür ihracatında ilk sırada yer almaktadır.

Daha önce de belirtildiği gibi, kömürün çoğu Tip III kerojenden türetilir ve genellikle alterasyona ve sıkışmaya maruz kalan karadan



Şekil 5.36 (a) Doğu Teksas havzasının temel yapısal özellikleri kapsamında Doğu Teksas petrol sahasının konumu. (b) Petrol içeren kumtaşı serilerini ve bu birimlerin bölgesel bir uyumsuzluğa karşı kıstırılmalarını gösteren Woodbine Group'un sıralı stratigrafik rekonstrüksiyonunun şematik bölümü (ölçeksiz) (Ambrose vd., 2009'dan).

bitki örtüsünün yerinde birikimini temsil eder. Kömürün bir turba öncüsünden türemesi ve gömülme veya kömürleşme ile aşamalı olarak linyit ve alt bitümlü kömürden ("kahverengi kömürler" olarak bilinir) bitümlü kömüre ve son olarak antrasite ("sert kömürler") dönüşümü şekil 5.27'de verilmişti. Turba oluşumu sürecin önemli bir ilk adımı olup, yaygın oksidatif ve bakteriyel çürüme olmaksızın bitki maddesinin kısıtlı biyokimyasal çürümesini içerir. Turba aşırı yük ile kaplandığında ve artan sıcaklık altında giderek gömüldüğünde kömürleşme başlar.

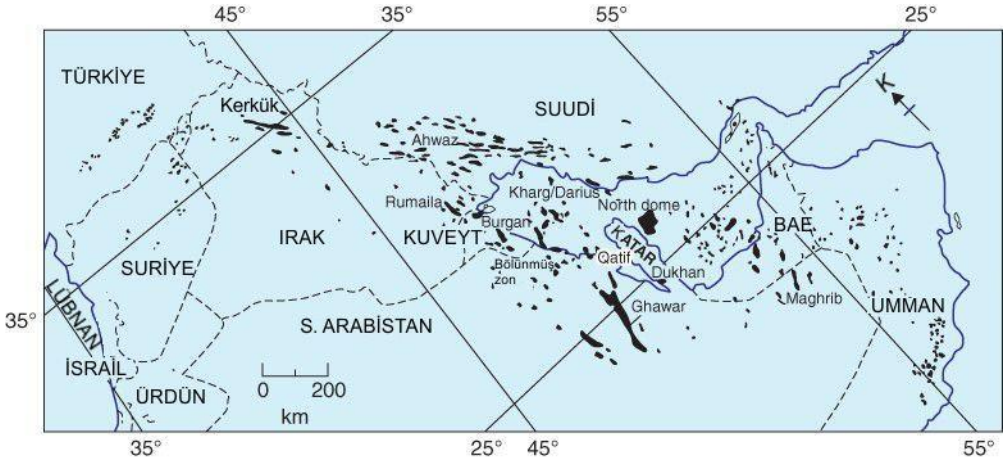
Kutu 5.4 Fosil Yakıtlar - Petrol ve Gaz: Arap (Basra) Körfezi, Orta Doğu

Arap (veya Basra) Körfezi Havzası dünyadaki geleneksel olarak çıkarılabilir petrol rezervlerinin yarısından fazlasını ve ayrıca büyük doğal gaz rezervlerini içermektedir. Bu olağanüstü zengin havzanın güneyde Umman'dan kuzeyde Suriye ve güneydoğu Türkiye'ye kadar 2000 km'den fazla bir uzunluğu vardır (Şekil 5.4.1). Üretim %80'den fazlası Jura-Kretase çökellerinde bulunan, bölgedeki yaklaşık 250 rezervuardan elde edilmektedir. Orta Doğu 10 milyar varili aşan çıkarılabilir rezervlere sahip 14 sahayla bireysel yataklarının büyüklüğü açısından benzersizdir (Shannon ve Naylor, 1989). Suudi Arabistan'daki Ghawar sahası ve Kuveyt'teki Burgan sahası (her ikisi de 70 milyar varilden fazla petrole sahiptir) ve Irak'taki Rumaila ve Kerkük sahaları gibi her biri yaklaşık 15-20 milyar varil petrol içeren dev sahalar bunlardan bazılarıdır (Tiratsoo, 1984). Körfez bölgesindeki petrol sahalarının çoğu aynı zamanda önemli gaz kaynaklarıyla da ilişkilidir. Buna ek olarak, bölgede Katar açıklarındaki Kuzey Dom sahası gibi birbiriyle ilişkili olmayan bazı çok büyük gaz sahaları da bulunmaktadır. Bu gaz yatakları Permiyen Khuff kireçtaşında bulunur ve bu nedenle daha yaşlıdır; ana petrol yataklarının altında yer alır. Dünyanın diğer pek çok yerinde birbiriyle ilişkili olmayan gaz yatakları, Karbonifer çağının kömür katmanlarıyla ilişkili görünmektedir. Orta Doğu'nun bu kadar büyük hidrokarbon kaynaklarına sahip olmasının birkaç nedeni vardır ve bunlar aşağıda kısaca tartışılmıştır.

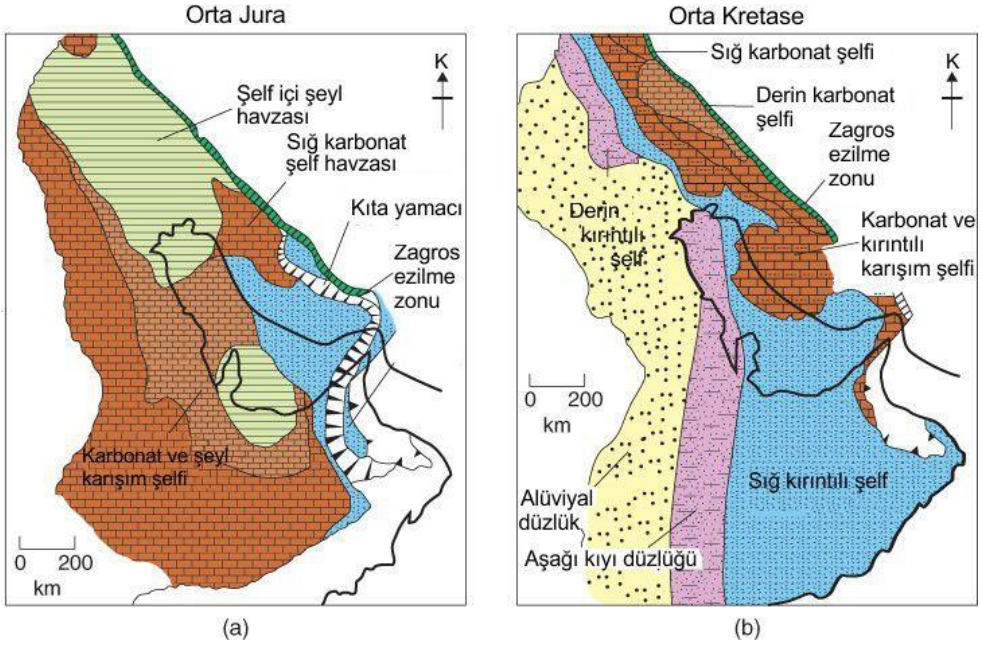
Basra Körfezi'nin petrol yatakları jeolojik zaman olarak Pangea'nın Arap kısmının kuzeydoğu kenarını oluşturan bir kıta sahanlığı üzerinde biriken geç Mesozoyik ila erken Paleojen rezervuar sedimentleri arasında yer alır. Bu sedimentlerin önemli bir kısmı kireçtaşları olup, Tetis denizi kıyısındaki ekvator paleo-enlemlerinde çökelmeyi gösterir (North, 1985; Glennie, 2000). Pangaea parçalandıkça Arap kara kütlesi kuzey ve doğuya dalan bir levha haline gelmiştir. Günümüz İran'ında Zagros dağlarının oluşmasıyla Pliyosen döneminde yitim durmuş ve bu hidrokarbon zengini havza büyük ölçüde bozulmadan korunmuştur. Muhtemelen benzer derecede zengin olan Tetis deniz yolunun diğer kısımlarının Senozoik zamanlarda yitim yoluyla tüketilmiş olması olasıdır ve belki de deniz yolunun batı ve doğu uçlarının daha az petrol ve gaz yatakları içerdiği gerçeğini açıklayabilir.

Bu ortamda aktif olan tektonik ve sedimentolojik rejimler Arabistan ön ülkesinde günümüz havzasının ekseni boyunca ve İran'ın orojenik kuşağında en az üç ana kaynak kaya çökeltisi üretmiştir. Kaynak kayaların tümü denizel kökenli olup, Arap platformunun tamamı boyunca gelişmiştir. Petrol ve gaz çeşitli farklı litolojilerde bulunur ve ana rezervuarlar güneybatıdan kuzeydoğuya doğru giderek gençleşir. Havzada oluşan kalın karbonat ve kumtaşı rezervuarlarında taneler arası çimentolanma zayıftır ve yüksek derecede birincil gözeneklilik gösterirler. Bu da onları hidrokarbonların göçü ve nihai konsantrasyonu için çok etkili kılar. Bu özellik ayrıca yüksek petrol çıkarım oranına katkıda bulunur ve işletme için az sayıda kuyunun yeterli olmasını sağlar. Periyodik yükselme ve deniz altı maruziyet, aynı zamanda petrol ve gaz kapanı için iyi geçirimsiz tabakalanma sağlayan çok sayıda evaporitik horizonların çökelmesine neden olmuştur. Jura ve Kretase dönemlerinde sedimentasyon Arap platformunun çoğunda deniz geçişi ile karakterize edilmiştir. Başlangıçta yaygın karbonat sedimentasyonu meydana gelmiş ve bunu artan kuraklık ve evaporit oluşumu

izlemiştir. Ayrıntıda deniz seviyesindeki dalgalanmalar ve iklim değişiklikleri, orta Jura ve orta Kretase zamanlarında bölge için ortamsal yorumlarda gösterildiği gibi litolojilerin karmaşık bir şekilde birbirine karışmasına yol açmıştır (Shannon ve Naylor, 1989) (Şekil 5.4.2).



Şekil 5.4.1 Arap Körfezi'ndeki bazı büyük petrol ve gaz sahalarının konumu ve dağılımı (Shannon ve Naylor'dan (1989)



Şekil 5.4.2 (a) Orta Jura ve (b) Orta Kretase zamanlarında Arap Körfezi bölgesinde gelişen sedimenter ortamın yorumları (Shannon ve Naylor, 1989'dan).

Bölgenin yapısal gelişimi büyük ve etkili kapan alanlarının oluşmasına da yardımcı olmuştur. Basra Körfezi Havzası'nda üç tür yapısal kapan tanınmaktadır. Bunlar esasen Jura kireçtaşlarında (örneğin Suudi Arabistan'da Ghawar) petrol kapanlanmasına neden olan büyük ve hafifçe eğimli antiklinal büklümlerini, Kretase ve Jura kireçtaşlarını deforme eden temel evaporitik serilerden kaynaklanan diyapirik tuz domu yapılarını (örneğin Kuveyt'teki Burgan) ve Irak ile İran'daki Pliyosen dağ oluş olayları sırasında oluşan yüksek eğimli antiklinalleri (örneğin Irak'ta Kerkük) kapsar. Kalın evaporitik serilerin varlığı bölgenin en önemli özelliklerinden biri olarak kabul edilir. Çünkü tuz horizonlarının havzanın kuzey ve doğusundaki yitime eşlik eden kısalmanın çoğunu emdiğine inanılmaktadır. Bu da bölgenin güneybatı kısımlarında gözlenen ve birçok petrol sahasının devasa boyutlara ulaşmasını (100 km uzunluğa kadar) sağlayan, hafif eğimli antiklinal yapısal kapanların korunmasıyla sonuçlanmıştır (Shannon ve Naylor, 1989). Tuzun varlığına ek olarak, Ortadoğu'nun petrol ve gaz için bu kadar verimli olmasını sağlayan diğer bazı jeolojik özellikler arasında nispeten düşük paleo-enlemlerde uzun bir deniz sedimentasyonu geçmişi, kaynak ve rezervuar kayaları arasındaki yakın ilişki ile sonuçlanan çok sayıda transgresif ve regresif sedimenter döngü ve petrol ve gaz sızıntısını önleyen evaporitik seriler şeklinde yaygın geçirimsiz tabakaların oluşumu bulunmaktadır.

Kömür, ağırlıkça %50'den fazla karbonlu malzeme içeren ve kolayca yakılabilen sedimenter bir kayadır (Şekil 5.37). Suya doygun, iyi bitki örtüsüne sahip bir ortamda turbanın sıkışmasıyla oluşur. Bu ortam genel anlamda "bataklık" olarak adlandırılır. Ancak, tropikal veya ekvator iklimi şartları zorunlu değildir. Çünkü, artık pek çok kömürün soğuk iklimlerde orta ila yüksek enlemlerde oluştuğu iyi bilinmektedir. En büyük turba birikimleri şu anda Rusya'da (dünya kaynaklarının yaklaşık% 60'ı ile; McCabe, 1984) 50-70°K enlemlerde gözlenmektedir. Yoğun yağış ortamsal bir ön koşul değildir. Ancak, bol miktarda durgun su bitki büyümesini destekler ve ayrıca ölü bitki örtüsünü su altında tutarak çürüme hızını yavaşlatır. Dahası, bataklık ortamları genellikle hem anaerobik hem de asidik sular içerir. Bu da oksidasyonu en aza indirerek ve bakterileri yok ederek organik maddenin korunmasını destekler. Tropikal yağmur ormanları nadiren turba birikintileri oluşturur. Çünkü, yüksek sıcaklıklar organik materyalin hızlı oksidasyonunu ve çürümesini sağlar. Turba birikimi için en iyi koşullar turbanın kırıntılı malzeme ile seyreltilmesini minimumda tutmak için gerekli olan düşük sediment girdisi ile organik üretkenlik ve çürüme arasındaki dengeyi yansıtır.

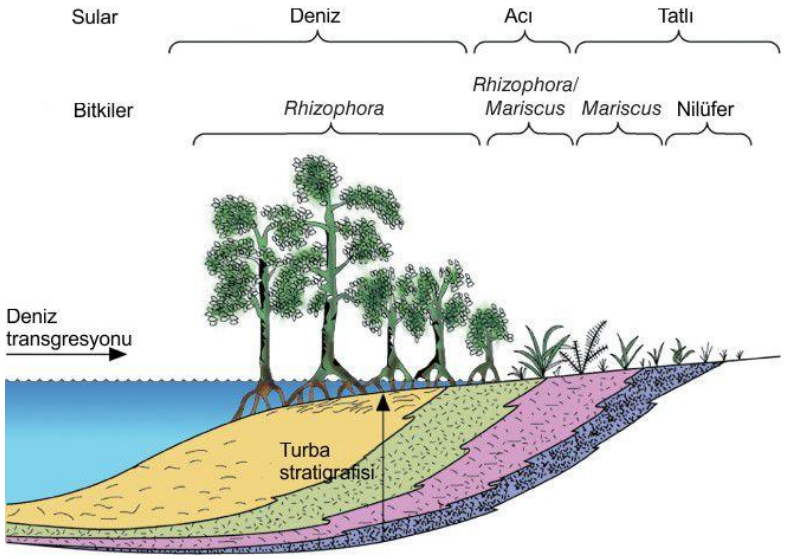
5.4.3.1 Kömürün Özellikleri

Kömür hem turbanın oluştuğu farklı sedimentolojik rejimleri hem de türediği çeşitli bitki örtüsü türlerini yansıtan heterojen bir sedimenter kayadır. Turba birikintilerinin gölsel, akarsu, delta ve plajla ilgili birçok ortamda oluştuğu bilinmektedir (Galloway ve Hobday, 1983; McCabe, 1984; Selley, 1988). Bu nedenle, turba ve kömür yatakları geniş bir şekil yelpazesi sergiler ve ayrıca herhangi bir sedimenter kaya için tipik olan fasiyes varyasyonları ile karakterize edilirler. Şekil 5.38'de bitki türü ve dalgalanan su seviyeleri ile ilişkili olarak turbada beklenen stratigrafik varyasyonlar görülmektedir.

Şekil 5.38'de gösterilen bitki örtüsü özellikle Florida'daki Everglades'e özgüdür. Buradaki deniz geçişi bir bataklık ortamında yanal fasiyes değişikliklerine ve çeşitli bitki türlerinden kaynaklanan farklı turbaların birikmesine neden olur. Turbanın sıkıştırılmasıyla oluşan kömürler de bu nedenle kompozisyon ve bitkisel yapı bakımından belirgin farklılıklar sergiler. Bu özellik, ana



Şekil 5.37 Güney Afrika'nın Witbank bölgesindeki Permiyen Ekca Grubu'na ait karbonlu şeyller ve deltaik kumtaşları içinde bitümlü kömür damarları (Fotoğraf izni: Bruce Cairncross).



Şekil 5.38 Bataklık ortamında bitki türü ve transgresif/regresif etkiler açısından turba stratigrafisinin doğasını gösteren genelleştirilmiş şekil (Spackman vd., 1976'dan).

unsurları çizelge 5.2'de gösterilen kömürlerin sınıflandırılmasına yol açmıştır. Bir kayanın minerallerden oluşması gibi, bir kömür de "bitki dokusunun bileşenleri" veya bunların sıkışma ve diyajenez sırasında altere olan çürümüş ürünleri olan "maserallerden" oluşur. Ana maseral grupları odunsu malzemeden (dallar, kökler, yapraklar vb.) oluşan *vitrinit* (kahverengi kömürlerde hüminit olarak da adlandırılır) ve sporlar, kütiküller, mumlar, reçineler ve yosunlardan oluşan *eksinit* (liptinit olarak da adlandırılır) olarak ayrılmaktadır. Ayrıca, oksitlenmiş bitki kalıntıları ve mantar kalıntılarını içeren, *inertinit* olarak adlandırılan

Çizelge 5.2 Maseral grupları ve litotipler açısından kömür sınıflaması.

Maseral grubu		**Litotip**		
Vitrinit (veya huminit)	Vasküler bitkilerin hücre duvarları	Vitrain	Vitrinit + %20'den az ekzinit	Humik kömürler
		Klarain	Üç maseral grubun tamamının tabakaları	
Ekzinit (veya liptinit)	Sporlar, kütiküller, mumlar, reçineler, algler	Durain	Esas olarak inertinit ve ekzinit	
		Fusain	Fusinit	
İnertinit	Okside ve yanmış (fusinit) bitki maddesi	Kanal kömürü	Spor ağırlıklı ekzinit	Sapropelik kömürler
		Boghead kömürü	Yosun ağırlıklı ekzinit	

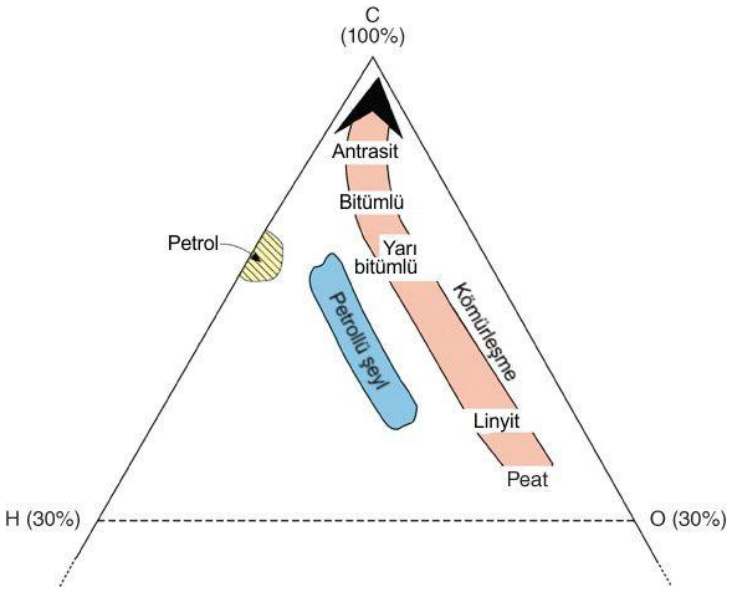
üçüncü bir grup da tanımlanmaktadır. Ayrıca, her bir maseral grubu ayrıca farklı maserallere bölünmüştür. Ancak bunların listesi bu kitabın kapsamı dışındadır ve Stach (1975) gibi daha ayrıntılı metinlerden elde edilebilir. Farklı maseral grubu kombinasyonları kömür litotiplerini (yani bir kaya tipine benzer) tanımlar ve bunlar ayrıca çizelge 5.2'de listelenmiştir.

Kömürlerin çoğu hümiktir (yani makroskopik bitki parçalarından oluşur), turbadan türetilmiştir ve dört litotipe bölünebilir. Bunlar, maseral bileşimleri Çizelge 5.2'de gösterilen vitrain, klarain, durain ve fusaindir. Kömür litotiplerinin özelliklerinin ortaya konması, özellikle ısıl değer ve sıvılaştırılma potansiyeli gibi ekonomik öneme sahip faktörlerin belirlenmesinde önemlidir. Genel olarak, yüksek oranda yansıtıcı, daha yanıcı kömürler vitrainden oluşurken, daha sönük, daha az yanan kömürler esasen durain içerir. Bununla birlikte, kömür litotiplerinin esasen sıkışma derecesi veya gömülme derinliği temelinde, düşük kalori değerine sahip kahverengi kömürleri yüksek ısı kapasiteli sert kömürlerden ayıran kömür sıralaması ile karıştırılmaması gerektiği unutulmamalıdır.

Kömürlerin küçük bir kısmı sapropeliktir ve büyük ölçüde sporlar ve algler (ekzinite) gibi mikroskobik bitki kalıntılarından oluşur. Kanal ve bataklık kömürleri olarak da anılan sapropelik litotipler (Çizelge 5.2) turbadan oluşmamıştır. Bataklık sular altında kaldıkça ve gömüldükçe çamurlu ortamlarda oluşan hümik kömürlerin üzerinde bulunabilirler ve bazen petrollü şeyllerin oluşumuyla bağlantılıdırlar (bkz. Aşağıda Alt Bölüm 5.4.4).

Maseral bazlı sınıflandırmaya ek olarak, kömürler kimyasal bileşimleri, özellikle karbon, hidrojen ve oksijen içerikleri açısından da alt gruplara ayrılabilir. Şekil 5.39'da turba ve kömürlerin bileşimsel alanlarının, petrol ve şeyllere ilişkin olanlarla ilişkili olarak gösterildiği normalize edilmiş C, H ve O'nun üçlü bir grafiği verilmiştir. Turba aşamalı olarak yoğunlaştıkça ve kömürleşme başladığında, karbon içeriği belirgin bir şekilde artarken, hidrojen oldukça sabit kalır ve oksijen azalır. Hidrojen, ancak sert kömürler gelişmeye başladığında gözle görülür şekilde azalmaya başlar. Kömürleşmeyi tanımlayan kimyasal değişikliklere CO_2 ve CH_4 gazı üretimi eşlik eder. Örneğin, Kuzey Denizi'ndeki bazı gaz yataklarının kaynak kayalarının Westfalyan kömür yataklarının altında yattığı düşünülmektedir.

Kömürün organik veya maseral özellikleriyle ilgisi olmayan bir diğer önemli özelliği de kül içeriğidir. Turba oluştuğunda çeşitli kaynaklardan inorganik, kırıntılı sedimentler girer. Kömürleşme sırasında bu kırıntı, kuvars, karbonat, sülfit ve kil mineralleri gibi çeşitli otijenik mineral bileşenleri oluşturmak üzere diyajenetik olarak altere olur. Kömür yakıldığında bu bileşenler kül olarak geride kalır. Düşük kül içerikli kömürler daha

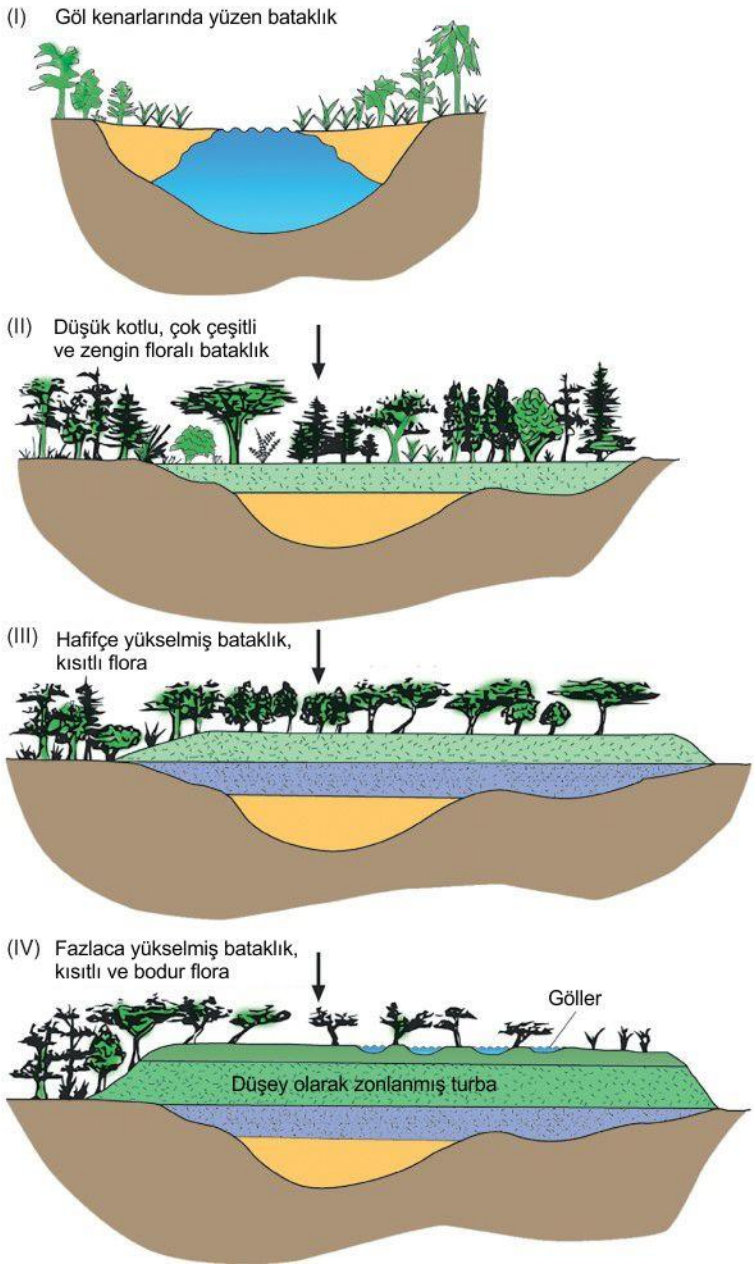


Şekil 5.39 Kömürleşmeye eşlik eden bileşimsel eğilimi ve kömürler ile petrol ve petrol şeyl bileşimleri arasındaki karşılaştırmayı gösteren Üçlü C–H–O grafiği (Forsman ve Hunt, 1958'den).

yüksek kalorifik değerlere, daha iyi öğütülebilirliğe ve kükürt emisyonu gibi daha az zararlı çevresel etkilerin azalması gibi ekonomik avantajlar sağlar.

5.4.3.2 Ekonomik Olarak İşletilebilir Kömürlerin Oluşumuna İlişkin Bir Not

Ekonomik olarak işletmeye elverişli kömürlerin oluşumu hem ilk turba birikimi hem de daha sonra kömürleşme sırasında aktif olan süreçler tarafından belirlenir. İkinci durumda bitümlü kömürler ve antrasit, termal olgunlaşma ve gömülmenin yüksek dereceli ürünleridir ve en yüksek kalorifik değerler ve en düşük uçucu içeriklerle karakterize edilirler. Aşamalı sıkışma humik kömürün çoğunu bu ürünlere dönüştürür. büyük yayılımlı ve yeterince kalın olması halinde bu ürün muhtemelen ekonomik olacaktır. Gömülmeye ek olarak, bazı antrasitlerin tektonik deformasyonun veya yakındaki magmatik intrüzyonların neden olduğu devolatilizasyonun ürünleri olduğu bilinmektedir. Bunlardan ilki Apalaş kıvrım kuşağına yaklaştıklarında yanal olarak antrasitlere dönüşen ABD'nin Pensilvanya kömürleridir. Bununla birlikte, ilk turba birikimi sırasında ekonomik kömürlerin oluşumu üzerindeki kontrollerin belirlenmesi daha zordur. Deltalar, geleneksel olarak elverişli kömür damarlarının gelişimi için en uygun ortam olarak kabul edilmiştir (Şekil 5.37). Ancak, bu kavram şu anda sorgulanmaktadır. Çünkü, bu ortamda yüksek kırıntılı tortu girdisi genellikle turba seyrelmesi ve daha düşük kaliteli, yüksek küllü kömürlerin ortaya çıkmasına sebep olmaktadır (McCabe, 1984). Bugünkü çevresel modeller optimum turba birikiminin altında ve üstündeki kırıntılı birikimden zamansal olarak farklı olan ayrı bir olayı temsil ettiği fikrini desteklemektedir. Turba birikiminin optimize edildiği, ancak kırıntılı girdiyle seyrelmediği bir ortam kavramı, en iyi şekilde yükselmiş ve/veya yüzen bataklıklar kavramıyla uyumludur. Yüzen bataklıklar sığ göllerin yüzeyinde gelişen ve sonunda göl kenarlarında biriken ve yığılarak batmayan turbaları ifade eder (Şekil 5.40). Yükselmiş bataklıklar yüzen turba ile sığ göllerin ilk gelişiminden, ardından iyi bitki örtüsüne sahip, alçakta uzanan bataklıkların oluşumundan ve nihayetinde organik madde birikiminin çökel alt tabakasına göre bir araziyi şekillendirerek yükselen bataklıklara kadar uzanan süreçlerin son ürünü olarak görülmektedir. Son bahsedilen ortam açıkçası



Şekil 5.40 Turba birikimi için ortamsal model, bataklık türlerinin evrimsel gelişimini ve içinde büyük tortu girdisi bulunmayan geniş, kalın turbaların oluştuğu yükseltilmiş bataklıkların oluşumunu göstermektedir (McCabe, 1984'de Romanov, 1968'den).

kırıntılı çökel girdisinin en aza indirildiği bir ortamdır. Şekil 5.40'ta gösterilen bu evrimsel sekans, optimum kalın turba oluşumunun ve ardından ekonomik kömür horizonlarının oluşabileceği çökelme ortamı için bir model görevi görür. Deltaik ortamlarda yükselmiş bataklıklar oluşabilir. Ancak, yukarıdaki model özellikle çökel girdisinin en aza indirildiği ve ortaya çıkan kömürlerin karakter olarak düşük küllü olduğu ortamlar için geçerlidir.

Yükseltilmiş bataklık örnekleri arasında Malezya'daki Klang - Langat deltası ve 2 mm/yıl'dan fazla turba birikiminin meydana geldiği Sarawak alanları yer alır (McCabe, 1984).

5.4.4 Olağan Dışı Hidrokarbonlar - Şeyl Gazı, Petrollü Şeyller ve Petrollü Kumlar

2005'ten bu yana ABD'deki petrol ve gaz endüstrisinin dinamikleri, ülkenin birçok yerinde kaya gazı çıkarımının hızla gelişmesiyle çarpıcı bir şekilde değişmiştir. Daha önce erişilemeyen devasa petrol ve gaz kaynaklarına erişim, esasen petrol kaynağı kayalardan yatay karot alımı ve hidrolik çatlatmaya (halk dilinde "çatlatma" olarak adlandırılır) dayalı yeni sondaj teknikleriyle kolaylaşmıştır. Tartışmalı da olsa bu yenilikçi teknolojiler, önemli kaynakları açığa çıkararak ABD'nin petrol ithalatına olan bağımlılığını azaltmıştır (Stephenson, 2015). Organik madde çoğu çökeltide birikmesine rağmen, tipik olarak en yüksek hidrokarbon içeriğine sahip olan şeyl veya çamurtaşıdır. Organik madde bakımından zengin çamurtaşlarına sapropelitler denir ve olgunlaşmada petrol ürünleri üreten en yaygın kaynak kayaları temsil eder. Geleneksel petrol ve gaz kaynakları yukarıda alt bölüm 5.4.2'de açıklandığı gibi, hidrokarbonların kaynak kayasından daha gözenekli rezervuar kayalarına göçünü içerir. Bununla birlikte, geleneksel olmayan petrol oluşumları, ya petrol ya gaz veya her ikisini birden üreten olgunlaşmış şeyllerde bulunur. Ancak, kaynak kayalar o kadar geçirimsizdir ki, hidrokarbonlar esasen uzaklaşamaz. Bir petrol/gaz şeyl horizonunda tek veya hatta birden fazla düşey kuyu açmak petrolün çıkarılmasına izin vermez. Çünkü, kaya geçirgenlikleri son derece düşüktür. Başlangıçta düşey olan bir sondaj kuyusundan yatay duran bir petrol/gaz şeylinde yatay sondajın ve ardından delinmiş bölüm boyunca birden fazla, düşeye yakın, hidrolik olarak zorlanan çatlakların oluşturulmasını sağlayan tekniklerin geliştirilmesi, geçirgenliği yapay olarak arttırmakta ve böylece petrol ve gaz çıkarılabilmektedir. Geleneksel olmayan bir yatağın ekonomikliğini tanımlayan parametre, petrolün bir kaynak kayadan *göç etmeme*sidir ve gerektiğinde yeni kaynaklara erişim sağlayabilen, önceden var olan tüm geleneksel kaynakları daha fazla çıkarabilecek yenilikçi sondaj teknolojilerinin geliştirilmesidir.

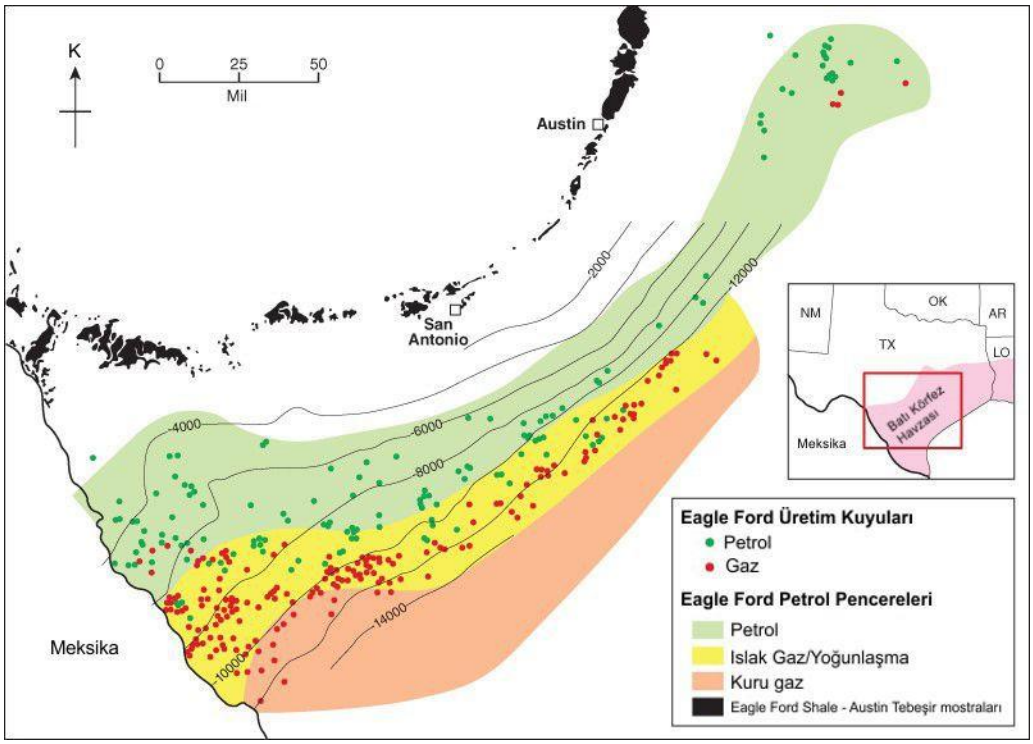
5.4.4.1 Kaya Gazı ve Petrollü Şeyller

Şeylden rutin ticari gaz üretimi şu anda ABD'nin bazı bölgelerinde yaygın olup, sürecin tartışmalı olsa da dünyanın diğer bölgelerinde de başlaması muhtemeldir. Petrol içeren şeyllerin tanımı belki de en iyi şekilde hem kaynak hem de rezervuar olan bir sedimenter birimden hem gaz hem de petrol üretme potansiyeline sahip güneybatı Teksas'taki Eagle Ford formasyonu gibi bir örneğe bakılarak gerçekleştirilebilir. Eagle Ford formasyonu Kretase yaşlı, karbonat bakımından zengin bir şeyldir (marn). Serinin alt kısımları belirgin bir şekilde anoksik bir ortamda biriken, yaklaşık %6 TOC içeriğine sahip organik olarak zengin çökeller içerir (Bryndzia ve Braunsdorf, 2014). Marn San Antonio ve Austin boyunca uzanan bir yayda yüzeyler ve güneydoğuya doğru eğilerek aynı yönde giderek daha derine gömülür (Şekil 5.41). Aşamalı gömülme ve ısıtma ile kayalar daha olgunlaşmakta, yaklaşık 4000 ft derinliklerde aşağıya doğru gelişen petrol penceresi ve sistematik olarak daha büyük derinliklerde ıslak gaz ve kuru gaz olgunlaşması meydana gelmektedir.

Eagle Ford formasyonu hem şeyl gazı hem de petrollü şeyl kaynakları için oldukça tercih edilen bir hedeftir ve hâlihazırda her iki ürün için de verimli olduğu kanıtlanmıştır. Konak kaya olan marn, özellikleri ve bileşimi sayesinde kil açısından zengin şeyllere kıyasla daha sert ve kırılgan bir kaya olup hidrolik çatlatma için uygundur (Stephenson, 2015).

5.4.4.2 Katranlı Kumlar

Petrollü kumlar genellikle petrollü şeyller ile karıştırılır, ancak aslında oldukça



Şekil 5.41 Eagle Ford formasyonunun yüzeylenmesini ve ilerleyen gömülmesini gösteren harita. Yüzeyden formasyonun üst kısmına kadar olan derinliği (ft olarak) ifade eden kontur çizgileri olarak gösterilmiştir. Kayalar güneydoğuya doğru derinlikle birlikte daha olgunlaşmaktadır. Petrol, ıslak gaz ve kuru gaz için petrol pencereleri, ilerleyen gömülme ve olgunlaşma bölgeleri olarak gösterilmiştir. Eagle Ford şeylinden petrol ve gaz kuyuları üretimi de gösterilmiştir (Stephenson, 2015'den).

farklıdırlar. Katranlı kumlar içinde bitüm veya asfaltın bulunduğu kumtaşlarıdır. Katranlı kumlardaki bitüm, ya ham petrollerin biyolojik olarak parçalanmasıyla elde edilen ya da hiç hafif bir petrol olmadan doğrudan yüksek moleküler ağırlıklı bir hidrokarbon olarak oluşan katı veya yarı katı bir hidrokarbondur. Dünyanın büyük katranlı kum yataklarının çoğu, petrolün soğuk havza kenarları boyunca biriktiği ve şiddetli biyolojik bozunmaya maruz kaldığı ön ülke havzalarında meydana gelir. Biyolojik bozunma, hidrokarbonlara metabolik afinitesi olan mikroorganizmaların (genellikle bakteriler, aynı zamanda maya ve mantarlar) hem aerobik hem de anaerobik koşullar altında yağları bozduğu süreçtir. Biyolojik bozunma yaklaşık 80 °C'nin altındaki sıcaklıklarda meydana gelir. Çünkü bu sıcaklığın üzerindeki koşullarda mikroorganizmaların hayatta kalamaz. Petrolün bitüme biyolojik olarak parçalandığı süreçler karmaşıktır; çeşitli mikroorganizmalar ve metabolik yollar sürece dahil olurlar. Önemli bir süreç, bakteri ve arkeaların birlikte sentez oluşturduğu biyolojik olarak bozunma şeklidir. H_2 ve CO_2 oluşturmak için alkanların oksidasyonundan sorumlu olan bakteriler CO_2'i CH_4'a indirgemek için üretilen H_2'yi kullanan arkea ile bir arada bulunur. Petrolün gaza metanojenik bu biyolojik bozunması, arkasında daha ağır moleküler ağırlıklı bitüm kalıntısı bırakır (Larter ve Head, 2014).

Bazı durumlarda yüzeye yakın olan katranlı kumlar çıkarılıp işlenerek petrol ve bir dizi

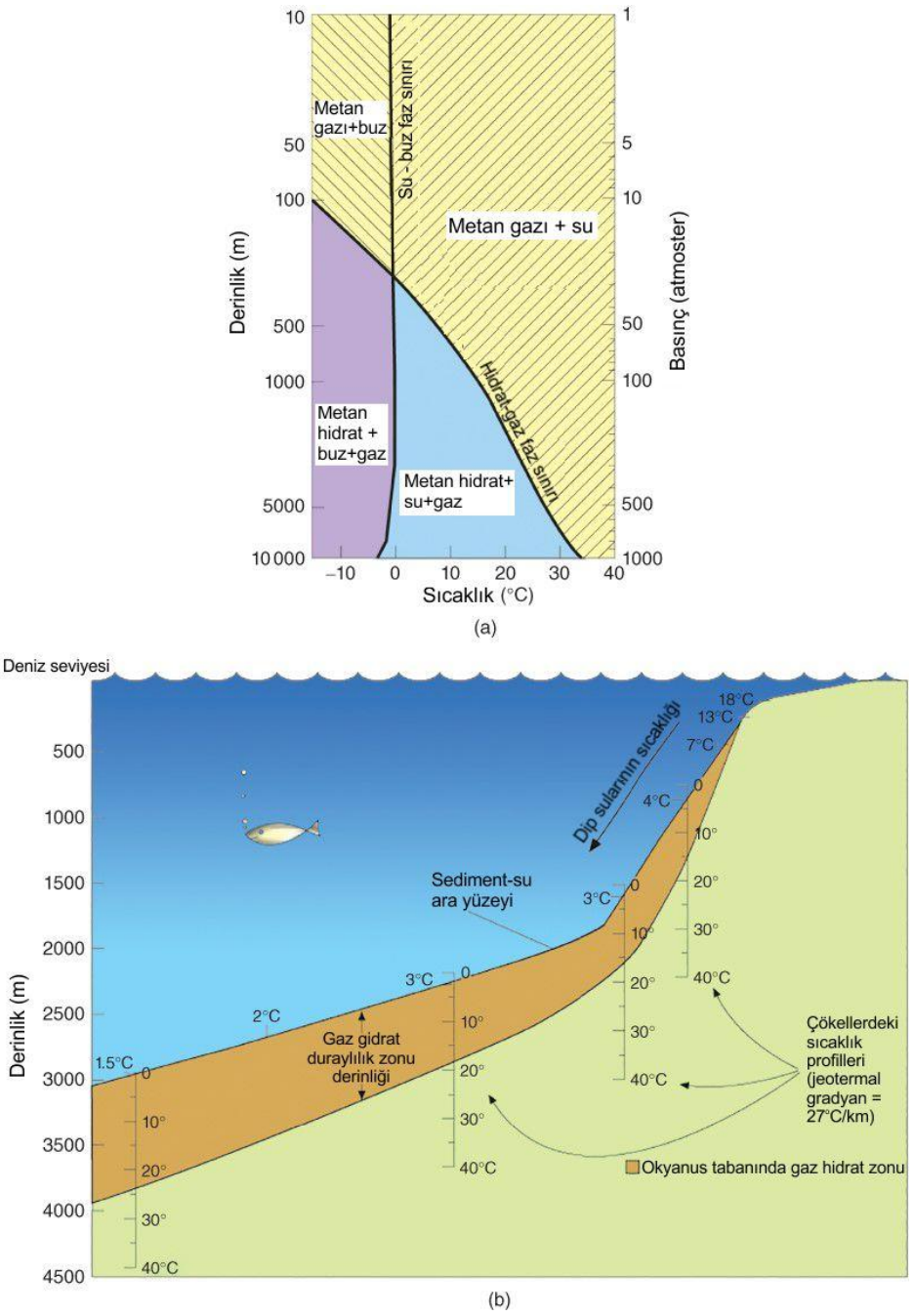
başka hidrokarbon yan ürünler elde edilir. En iyi bilinen yataklar Kanada'nın Alberta eyaletinin kuzeyindeki Athabasca katranlı kumlarıdır. Burada bitüm Devoniyen'den Kretase'ye kadar çeşitli kumtaşı rezervuarlarında oluşmuştur (Larter ve Head, 2014). Athabasca petrollü kumlarının kaynak potansiyeli çok büyüktür ve bazı tahminler dünyanın geri kalan geleneksel petrol rezervleriyle karşılaştırılabilir hacimlere işaret etmektedir (Bjørlykke, 2015). Ana katranlı kum rezervuarı, Laramid orojenezi sırasında petrolün daha eski kaynak kayalardan göç ettiği sığ, fluvio-deltaik bir kumtaşı rezervuarı olan McMurray formasyonudur. Rezervuarın Eosen zamanlarında yükselmesi, viskoz bir bitüm kalıntısı oluşturmak üzere petrolün yaygın biyolojik bozunmasına neden olmuştur. Şu anda yüzeye yakın bitüm, yüksek düzeyde mekanize, açık ocak işletmeleriyle çıkarılmakta ve ardından katran kumu sıcak suyla yıkama ve yüzdürme işlemi uygulanarak hidrokarbondan ayrılmaktadır. Alberta'daki daha derin katranlı kum yatakları yatay kuyular boyunca rezervuara pompalanan buharla ısıtılarak yerinde çıkarılmaktadır. Isıtma, bitümün viskozitesini düşürmekte ve daha sonra geleneksel olarak paralel kuyulardan dışarı pompalanabilmektedir. Bu işlem buhar destekli yerçekimi drenajı (veya SAGD) olarak bilinir.

Ancak, petrollü şeyllerde olduğu gibi, teknolojik ve çevresel zorluklar şu anda bu kaynaktan daha yaygın üretim yapılmasının önündeki en büyük engellerdir. Bununla birlikte, hem katranlı kumlar hem de petrollü şeyller gelecekte önemli petrol kaynakları olabilir.

5.4.5 Gaz Hidratlar

Dünyanın donmuş toprak (permafrost) bölgelerinde ve Derin Deniz Sondaj Programı sırasında örneklenen okyanus çökeltilerinde oldukça yeni bir keşif, donmuş gaz hidratları şeklinde hapsolmuş büyük hidrokarbon kaynaklarının varlığıdır (Kennicutt vd., 1993). Gaz hidratlar (veya klatratlar) buz örgüsü çeşitli gazlı molekülleri barındırmak için genişlediğinde düşük sıcaklıklarda oluşan kristalin sulu bileşikler olup, bunların en önemlisi bu tartışmanın amaçları açısından metandır (CH_4). Bir metan hidrat suda uygun basınç ve sıcaklıkta yeterli CH_4 bulunduğunda, ideal bileşim $4CH_4 \cdot 23H_2O$ olan katı bir bileşik oluşturacak şekilde meydana gelir (yani birim hücre, en fazla 8 metan molekülü ile 46 su molekülünü içerir). Metan hidratların artık hem kıtasal hem de okyanusal çökel havzalarında meydana geldiği bilinmektedir. Bilinen kaynakların büyük bir bölümü okyanusal havzalarda bulunmaktadır. Metan hidratın duraylılığı dar bir basınç ve sıcaklık aralığı ile sınırlıdır (Şekil 5.42a) ve bu nedenle korunması, sıcaklıkların düşük (2 °C'den az) ve basınçların orta (50 atm'den büyük basınç ya da yaklaşık 500 m'den derin su) olduğu çökel ortamlarıyla sınırlıdır. Kıta sahanlıkları, kutup bölgeleri ve derin kıtasal göller ve denizler metan hidratların birikimi için tercih edilen çökel ortamlardır. CO_2, H_2S ve C_2H_6 dâhil diğer gazlar da benzer yapıya sahip gaz hidratları oluştururlar. Gaz hidratlar sera gazları için önemli bir doğal yutağı temsil eder ve bunların korunması, endişe verici bir şekilde gelecekteki küresel ısınma eğilimlerine bağlı olabilir.

Okyanusal havzalarda metan hidratların hangi koşullar altında oluştuğunu incelemek önemlidir. Şekil 5.42a'da H_2O buz-su ve CH_4 hidrat-gaz sınırlarının işaretlendiği bir faz diyagramı görülmektedir. Yeterli metan ve gözenek suyu mevcutsa, metan hidratlar yaklaşık 50 atm basınçta (yaklaşık 500 m su derinliğine eşdeğer) sıcaklıkların 3-4 °C civarında olduğu okyanus tabanı çökelinde kararlı hale gelir. Sıcaklık artarsa veya basınç azalırsa gaz hidratları erir. Okyanus çökellerindeki metan hidrat duraylılık zonunun kalınlığı, basınca (basıncın artması hidratları daha düşük sıcaklıklara duraylı hale getirir) ve jeotermal gradyana bağlı olacaktır. Jeotermal gradyan aşamalı gömülme ile çökelin ısınma oranını belirler. Sabit bir jeotermal gradyanda metan hidrat tabakasının kalınlığı, su derinliğine bağlı olarak doğrudan artar. Şekil 5.42b'de kıta sahanlığındaki genel bir okyanus-çökel profili için bu durum grafiksel olarak



Şekil 5.42 Yüzeye yakın ortamdaki çoğu doğal koşullar altında metan hidrat duraylılık bölgelerini gösteren faz diyagramı (Kvenvolden ve McMenamin, 1980'den). (b) Deniz suyu derinliğinin artmasıyla birlikte okyanus çökellerinde gaz hidrat duraylılık bölgesinin genişliğindeki aşamalı artışı gösteren bir kıta kenarı ortamında genel bir okyanus-çökel ara yüzeyindeki profil (Kvenvolden, 1988'den).

sunulmuştur. Yaklaşık 500 m su altındaki çökellerde gaz hidrat oluşumunun başladığını ve hidrat duraylılık zonunu kalınlığının derinlikle birlikte giderek arttığını gösterir. 3000 m su altında gerekli maddenin mevcut olması halinde neredeyse 1000 m kalınlıkta bir metan hidrat zonu oluşabilir. Bu özel profil 27°C/km'lik bir jeotermal gradyan için hesaplanmıştır, ancak konak sedimentler daha yüksek jeotermal gradyanlara maruz kalırsa daha ince olacaktır.

Dünya yüzeyinde metan hidratların oluşumu, sadece bunları duraylı hale getiren belirli P-T koşullarıyla değil, aynı zamanda konak sedimenter ortamda metan ve suyun mevcudiyeti ile de belirlenir. Verimli gaz hidrat yataklarının oluşması için, ister karasal ister denizde olsun, konak çökellerde özellikle önemli hacimlerde metana ihtiyaç vardır. Okyanus ortamlarındaki gaz hidratların çoğunda CO_2'in CH_4'a mikrobiyal indirgenmesiyle esasen yerinde üretilen saf metan (%99'dan fazla CH_4) hakimdir (Kvenvolden, 1995). Mikrobiyal metanojenez karmaşık bir süreçtir ve böyle bir yol zaten alt bölüm 5.4.4'te açıklanmıştır. Buradaki katran (bitüm) oluşumu petrolün sintrofik bakteriler ve arkealar tarafından biyolojik olarak parçalanmasına bağlanmaktadır. Bununla birlikte, Meksika Körfezi ve Hazar Denizi'nin bazı kısımları gibi belirli ortamlarda gaz hidratları saf değildir (yani metanın yanı sıra önemli miktarlarda propan ve etan gibi diğer gazları da içerirler); metan daha derinlerdeki daha ağır hidrokarbonların termal bozuşmasıyla oluşmuş olup, mevcut sahasına göç ettiği düşünülmektedir. Bazı gaz hidrat yatakları hem mikrobiyal hem de termojenik kaynaklardan türeyen metan içerir (Kvenvolden, 1995). Her iki süreç de hidrokarbon kaynak kayalarında her yerde bulunur ve bu, hem sub-akvatik hem de kutup bölgelerinin soğuk ortamlarında gaz hidrat metan yataklarının yaygın bir şekilde ortaya çıkmasına neden olur.

Küresel ölçekte metan hidrat rezervuarlarında bulunan doğal gaz hacminin şu anda tanımlanan toplam fosil yakıt rezervinden önemli ölçüde daha büyük olduğu düşünülmekteydi. Bununla birlikte, doğal gaz hidrat (NGH) yataklarının çok özel P-T oluşum koşulları gerektirdiği ve kaynağın önceden düşünülenden önemli ölçüde daha düşük olduğu bilinmektedir (şu anda yaklaşık 1,4 ila 1,7 x 10^5 trilyon ft küp olarak tahmin edilmektedir) (Milkov, 2004). NGH yatakları potansiyel olarak ekonomik olarak çıkarılmaya uygun olanlar olarak tanımlanır. Bir metreküp katı metan hidrat yaklaşık 160 m^3 metan içerebilir (Ruppel, 2011), bu da açıkça gelecek için önemli bir enerji kaynağı olduğunu göstermektedir. NGH kaynakları dünyanın toplam konvansiyonel doğal gaz rezervlerini aşabileceği düşünülse de, bu kaynaktan gaz çıkarmanın teknik ve ekonomik zorlukları oldukça büyüktür ve bu nedenle NGH'nin bir süre daha geleneksel gaz çıkarma yöntemlerinin yerini alması olası değildir. Bununla birlikte, birkaç ülke gelecekteki metan hidrat kullanımı için kaynakları ve işletme teknolojilerini belirlemeyi amaçlayan araştırma ve test programlarına girişmiştir. Örneğin, 2013 yılında Japon araştırmacılar Nankai Teknesi'nde birkaç yüz metre deniz suyunun altındaki okyanus çökellerinde bulunan bir açık deniz gaz hidrat yatağına sondaj yapmışlar ve konak klatratın basıncını düşürerek metan çıkarmayı başarmışlardır. Daha kolay erişilebilen bir kaynak ise, yaklaşık 85 trilyon fit küp metanın tespit edildiği Alaska Kuzey Yamacı boyunca donmuş toprakta bulunan gaz hidratlarında yer almaktadır. Bu kaynağı değerlendirmek için üretim testleri şu anda devam etmektedir ve Prudhoe Körfezi çevresinde bulunan mevcut petrol çıkarma altyapısından yararlanılacaktır (Ruppel, 2011). Son olarak, Rus üreticilerin Sibirya'da Messoyakha'daki geleneksel bir gaz sahasından metan çıkarımı sırasında yanlışlıkla bir NGH kaynağına girdiler. Bu alandan serbest gazın çıkarılmasının, üstteki NGH katmanının basıncının düşürdüğü ve bunun ayrışması sonucu konvansiyonel üretime ilave metan katkısı sağladığı düşünülmektedir. Ancak, gaz hidrat bileşeninden kaynaklanan metanın

gerçek oranı belirsizliğini korumaktadır (Collett, 1992).

5.5 Özet

Sedimentasyon küresel tektonik döngülerin modeline tepki olarak yeryüzünün büyük bir kısmında meydana gelen temel bir jeolojik süreçtir. Sedimenter kayaların oluşumu sırasında bir dizi çok önemli mineral ve fosil yakıt ürünleri yoğunlaşmaktadır. Plaser süreçleri kırıntılı sedimentasyonda önemlidir ve yataklar çökeldeki hafif ve ağır parçacıkların ayrılmasıyla oluşur. Çökelme, sürüklenme, makaslama boylanması ve taşınma boylanması gibi bir dizi hidrodinamik mekanizma, çeşitli sedimenter mikro ve mezo ortamlarda farklı kaynakların derişiminden sorumludur. Daha büyük ölçekteki plaser yatakları esas olarak akarsu, delta ve sahil ile ilgili ortamlarda oluşur ve altın, elmas, kalay, zirkon ve titan derişimlerini içerir.

Kimyasal sedimentasyon deniz suyundaki çözünmüş bileşenlerin çökelmesiyle meydana gelir ve bu süreç çok çeşitli önemli doğal kaynakların ortaya çıkmasını sağlar. Deniz suyundan ferrik demirin çökelmesi, demir yataklarının oluşumu için temel mekanizmalardan biridir. BIF'ler başta Paleoproterozoyik olmak üzere çeşitli okyanus ortamlarında ve atmosferdeki oksijen seviyelerinin önemli miktarlarda artışından önce oluşmuştur. Demirtaşı yatakları esas olarak Fanerozoyik zamanlarda oluşma eğilimindedir. Sin-sedimenter ve erken diyajenetik kimyasal süreçlerle bağlantılı diğer metal zenginleşmeleri, karbonlu siyah şeyllerde (Ni, Co, Cr, Cu, Mn, Zn, Ag, vb.) ve okyanus tabanındaki Mn yumrularında görülmektedir. Okyanus ortamlarında fosfor birikimi ve fosforitlerin gelişimi hem deniz suyundan doğrudan kimyasal çökelme hem de biyolojik aracılık ile bağlantılı bir süreçtir. Dünyanın önemli fosfat yataklarının oluşumunda soğuk akımların kıta sahanlığına yükselmesi ve ilgili biyolojik üretkenlik rol oynayan süreçlerdir. Fosfat yatakları gübre ve küresel gıda üretimi için önemlidir. Dünyadaki Na, K, Li, borat, nitrat ve sülfat kaynaklarının çoğu deniz suyunun ve göl tuzlu sularının yüksek oranda buharlaşmasıyla oluşan kimyasal çökeller içinde bulunur.

Petrol, doğal gaz ve kömür şeklindeki fosil yakıtlar dünyanın yanma kaynaklı enerjisinin çoğunu sağlayan en stratejik ve en değerli doğal kaynaklardır. Petrol ve doğal gaz petrollü kerojen ve biyojenik gaz oluşturmak üzere deniz ortamlarındaki planktonik organizmaların biyolojik olarak parçalanmasıyla çökelmenin erken aşamalarında elde edilir. Daha fazla gömülme, kerojenin sonra kimyasal ve termal modifikasyonunu sağlayarak,3000-4000 m derinliklerde ve 100-150°C sıcaklıklarda ıslak gaz ve sıvı kondens (petrol) üretir. Daha fazla gömülme sadece daha fazla kuru gaz üretilmesine neden olur. Damarlı kara bitkilerinin gömülmesi başlangıçta turba oluşumuna ve esas olarak kuru gaz üretimine yol açar. Turbanın daha fazla sıkışması, kömür oluşmasına yol açar; kömürün derecesi ilerleyen gömülmeye bağlıdır. Gelecekte önemli olabilecek, ancak şu anda büyük ölçüde teknolojik ve çevresel nedenlerle kullanılmayan diğer fosil yakıt türleri arasında, donmuş toprak bölgelerindeki ve okyanus tabanı çökellerindeki metan hidratlarının yanı sıra petrollü şeyller ve katranlı kumlar bulunmaktadır.

Yardımcı Kaynaklar

Sedimentoloji ve fosil yakıtlar alanlarında çok sayıda literatür mevcuttur, ancak kimyasal sedimentasyon ve metalojeniye ilişkin olanlar daha azdır. Aşağıdaki kitaplar ve makaleler, bu bölümde ele alınan ana konulara göre alt gruplara ayrılmıştır.

Sedimentoloji ve Plaser Süreçleri

Allen, P.A. 1997. *Earth Surface Processes*. Oxford: Blackwell Science 404 pp.

Carling, P.A. and Breakspear, R.M.D. (2006). Placer formation in gravel-bedded rivers: a review. *Ore Geology Reviews* 28: 377–401.

Leeder, M. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics*. Oxford: Blackwell Science 592 pp.

Slingerland, R. and Smith, N.D. 1986. Occurrence and formation of water-laid placers. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 14: 113–147.

Kimyasal Sedimentasyon ve Cevher Oluşumu

Maynard, J.B. 1983. *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-Verlag 305 pp.

Mel'nik, Y.P. 1982. *Precambrian Banded Iron Formations*. New York: Elsevier 310 pp.

Melvin, J.L. (ed.) 1991. *Developments in Sedimentology, Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*, vol. 50. New York: Elsevier Chapter 4.

Parnell, J., Ye, L., and Chen, C. (1990). *Sediment-Hosted Mineral Deposits*. Special Publication, 11, International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell Scientific Publications 227 pp.

Warren, J.K. 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer 1035 pp.

Young, T.P. and Gordon Taylor, W.E. 1989. *Phanerozoic Ironstones*. Special Publication 46. London: The Geological Society of London 257 pp.

Fosil Yakıtlar

Bjørlykke, K. (ed.) 2015. *Petroleum Geoscience – From Sedimentary Environments to Rock Physics*, 2e. Springer 662 pp.

Dolson, J. 2016. *Understanding Oil and Gas Shows and Seals in the Search for Hydrocarbons*. Springer 485 pp.

Engel, M.H. and Mack, S.A. 1993. *Organic Geochemistry: Principles and Applications*. New York: Plenum Press 861 pp.

Glennie, K.W. 1998. *Petroleum Geology of the North Sea: Basic Concepts and Recent Advances*. Oxford: Blackwell Science 636 pp.

Gluyas, J. and Swarbrick, R. 2004. *Petroleum Geoscience*. Oxford: Blackwell Science 359 pp.

Levorsen, A.I. 1967. *Geology of Petroleum*, 2e. W.H. Freeman and Company 723 pp.

North, F.K. 1985. *Petroleum Geology*. London: Allen & Unwin 607 pp.

Selley, R.C. 1998. *Elements of Petroleum Geology*, 2e. New York: Academic Press 470 pp.

Thomas, L. 1992. *Handbook of Practical Coal Geology*. New York: Wiley.

Ward, C.R. 1984. *Coal Geology and Coal Technology*. Oxford: Blackwell Science 345 pp.

Dördüncü Kısım

Küresel Tektonik ve Maden Yatakları

6

Küresel Tektonik Bakış Açısından Maden Yatakları

KONULAR

Maden yataklarının dağılımındaki modeller
Kıtasal büyüme ve süper kıta döngüsü
Jeolojik süreçler ve metalojenik gelişim
  Hidrosfer ve atmosferin evrimi
  Küresel ısı üretimi ve manto sıcaklığı
  Küresel tektonik yönelimler ve manto konveksiyonu
  Kıtasal fribord ve östatik deniz seviyesi değişiklikleri
Zaman içinde metalojeni
  Arkeen Üstzamanı
  Proterozoyik Üstzamanı
  Fanerozoyik Üstzamanı
Plaka tektoniği ortamları ve cevher yatakları – Özet

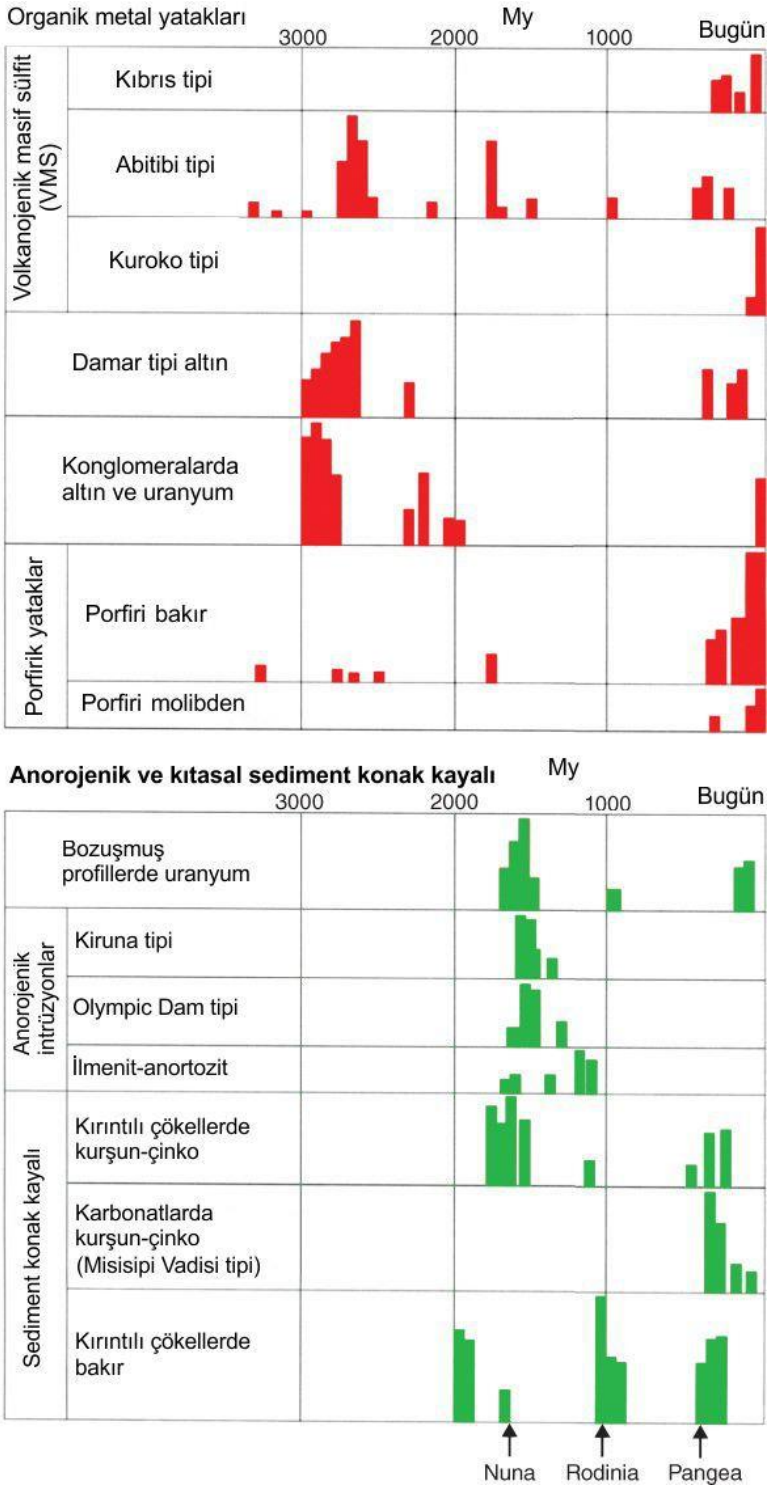
6.1 Giriş

Dünyanın büyük maden bölgelerinin ve yataklarının çoğu genellikle kısa jeolojik zaman periyodları boyunca anormal metal konsantrasyonlarının oluşmasına ve korunmasına neden olan jeolojik süreçlerin tesadüfi olarak birbiri ardına gerçekleşmesinin ürünleridir. Önceki bölümlerde maden yataklarının oluşumunun, yerkabuğundaki normal magmatik, sedimenter ve metamorfik kayaların oluşumuna neden olan süreçlerle benzerlik taşıdığı gösterilmiştir. Kaya ve cevher oluşum süreçleri arasında yakın bir ilişkinin olması, metalojeninin jeolojik zaman boyunca kabuk evriminin doğasını anlamada önemli olduğu anlamına gelir (Groves ve Bierlein, 2007; Bradley, 2011). Tersine, kabuk oluşma süreçleri ve küresel levha tektoniği yaklaşımı maden yataklarının nasıl oluştuğunu daha geniş bir perspektiften anlamada vazgeçilmez olup, hiçbir maden jeoloğu kıtaların ve okyanusların jeodinamik evrimini değerlendirmeden başarılı olamaz. Bu nedenle, bu bölümde maden yataklarının oluşumunu küresel tektonik ve kıtasal evrimle ilişkilendiren güncel görüşler özetlenmiştir. Bunun esasen iki yolu vardır. Bunlardan biri, kıtasal evrimi resmetmek ve maden yataklarını zamana ve tektonik bir çerçeveye yerleştirmektir (örneğin Meyer, 1981, 1988; Veizer vd., 1989; Barley ve Groves, 1992; Windley, 1995; Groves ve Bierlein, 2007; Bradley, 2011; Cawood ve Hawkesworth 2015). Diğeri ise, maden yataklarını oluştukları tektonik ortam ve konak kayalar açısından ampirik olarak tanımlamaktır (örneğin Mitchell ve Garson, 1981; Hutchison, 1983; Sawkins, 1990). İkinci yaklaşım Sawkins'in (1990) *Levha Tektoniği İle İlişkili Metal Yatakları*' adlı eserinde önemli ölçüde ele alınmıştır. Daha

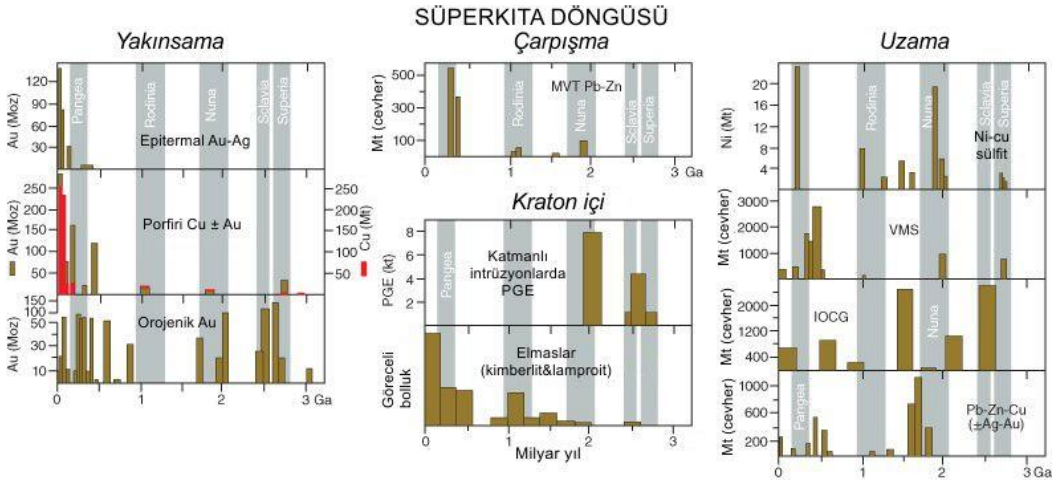
ayrıntılı bilgi için okuyucunun bu kaynağa başvurması önerilir. İlk yaklaşım daha zor bir girişimdir ve kıtaların zamanla evrimine ilişkin kapsamlı bir bilgi gerektirir. Yerküre tarihinde geriye gidildikçe giderek daha az net ve daha tartışmalı hale gelen bu konu, Yerküre tarihinde geriye bakıldığında ne görüldüğü konusudur. Bununla birlikte, cevher oluşumunu anlamanın yerkabuğunun ve atmosferinin uzun süreli evrimini anlama açısından önemli faydaları vardır. Biraz üstünkörü ve yer yer de spekülatif olmakla birlikte, aşağıdaki konularda bu yaklaşım ele alınmıştır.

6.2 Maden Yataklarının Dağılımındaki Desenler

Maden yataklarının zaman ve mekânda rasgele dağılmadığı, yatak türlerini kabuk evrimiyle ve küresel tektonik ortamla ilişkilendirmede geniş desenlerin var olduğu uzun zamandır bilinmektedir. Meyer (1981, 1988) tarafından jeolojik zamanın bir fonksiyonu olarak maden yatağı türünün ilk derlemeleri Veizer vd. (1989), Barley ve Groves (1992), Kerrich vd. (2005), Groves ve Bierlein (2007) ve Bradley (2011) tarafından yeniden incelenmiş ve tutarlı modeller ortaya konmuştur. Örneğin, şekil 6.1'de orojenik ortamlarda oluşan metal yataklarının uzun süreli dağılımı ile anorojenik ortamlarda ve kıtasal havzalarda oluşanlar birbirinden ayrılmıştır. Bu derleme her ne kadar "birinci derece" bir genelleme olsa da (damar tipi altın veya orojenik altın cevherleri, volkanojenik masif baz metal sülfitler ve porfiri epitermal baz ve değerli metal yatakları ailesi dâhil) orojenik olarak sınıflandırılan yatak türlerinin ya Arkeen Üstzamanı'nın (3 ila 2,5 milyar yıl öncesi arasında) ya da Fanerozoyik Üstzamanı'nın (541 milyon yıl öncesi ile günümüz arasında) geç evrelerinde tercihli olarak oluşmuş ya da daha iyi korunmuş olduğu çok açıktır. 2,5 milyar yıl ila 541 milyon yıl arasındaki Proterozoyik Üstzamanı'nda bu tür yatakların daha azı korunmuştur. Buna karşılık, "anorojenik" magmatizma ile ilişkili (konak kayası anortozit olan Ti yatakları ve Olympic Dam ve Kiruna tipi demir oksit-bakır-altın [IOCG] cevherleri gibi) metal yataklarının çoğunluğu ve konak kayası sedimenter olan cevherler [sedimenter eksalatif (SEDEX) tipi Pb-Zn yatakları ve konak kayası stratiform sedimenter olan Cu yatakları gibi] tercihen Proterozoyik kayalar içinde meydana gelmişlerdir (Şekil 6.1). Aşağıda tartışıldığı gibi, bu gözlem için bir açıklama (bkz. Alt Bölümler 6.4.3 ve 6.5) cevher oluşumunun büyük kıtasal parçaların zamanla geniş ölçekli birleşme ve dağılmasını tanımlayan "süper kıta döngüsü" (Şekil 6.2) ile yakından bağlantılı olabileceğidir (Rogers ve Santosh, 2004; Bradley, 2011; Nance vd., 2014; Cawood ve Hawkesworth, 2015). Örneğin, anorojenik ve kıtasal çökeller içinde oluşmuş metal yataklarının (Şekil 6.1, alt histogram) oluşumundaki dorukların kabuk duraylılık dönemleriyle ve Mezoproterozoyik'te Nuna (Columbia olarak da adlandırılır), Neoproterozoyik'te Rodinya ve Mezozoyik'in başlarında Pangea gibi büyük kıtasal birleşmelerin varlığıyla çakıştığı açıktır. Buna karşılık, büyük ölçekli kıtasal parçalanma dönemleri, orojenik olarak daha aktif görünmekte ve farklı maden yatağı türlerine yol açmaktadır. Sırayla süper kıta toplanma ve dağılma modelini yansıtan bu model, çeşitli cevher yatağı türlerinin büyüklüğünü zamanın bir fonksiyonu olarak gösteren, ancak orojenik süreçlerin ağırlıklı olarak yakınsak mı yoksa ıraksak mı olduğuna göre alt bölümlere ayıran şekil 6.2'de daha ayrıntılı olarak gösterilmiştir (Groves ve Bierlein 2007; Cawood ve Hawkesworth 2015). Maden yatağı türlerinin zaman içindeki dağılımı süper kıta durgunluk dönemlerinde daha az yatak oluşarak, süper kıta toplanma ve dağılmanın dönemselliği ile geniş bir ilişki ortaya koymaktadır. Porfiri ve epitermal cevher oluşum sistemleri, orojenik Au yatakları ve Mississippi Vadisi tipi (MVT) Pb-Zn yatakları genel olarak yakınsak tektonik rejimlerle ilişkili olup (Şekil 6.2), cevherli bölgeler kraton kenarları ve paleo-sütürlere yakın oluşma eğilimindedir. Buna karşılık



Şekil 6.1 Orojenik (üst histogramlar seti) ve konak kayası anorojenik/kıtasal sedimenter olan metal yataklarına (alt histogramlar) göre zamana bağlı olarak sınıflandırılan maden yatağı türlerinin dağılımı. Her histogram çubuğunun uzunluğu o yatak türü için küresel kaynağa göre 50 milyon yıllık bir aralıkta oluşan cevher oranının bir tahminidir. Süper kıta birleşme dönemleri zaman içinde daha da geriye giderek azalan güven seviyeleri ile Pangea, Rodinya ve Nuna olarak gösterilmiştir (şema Meyer, 1988 ve Barley ve Groves, 1992'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 6.2 **Şekil 6.2 Maden yatağı türlerinin süper kıtaların birleşmesi ve dağılmasının bir işlevi olarak zamansal dağılımı (Cawood ve Hawkesworth, 2015'den).**

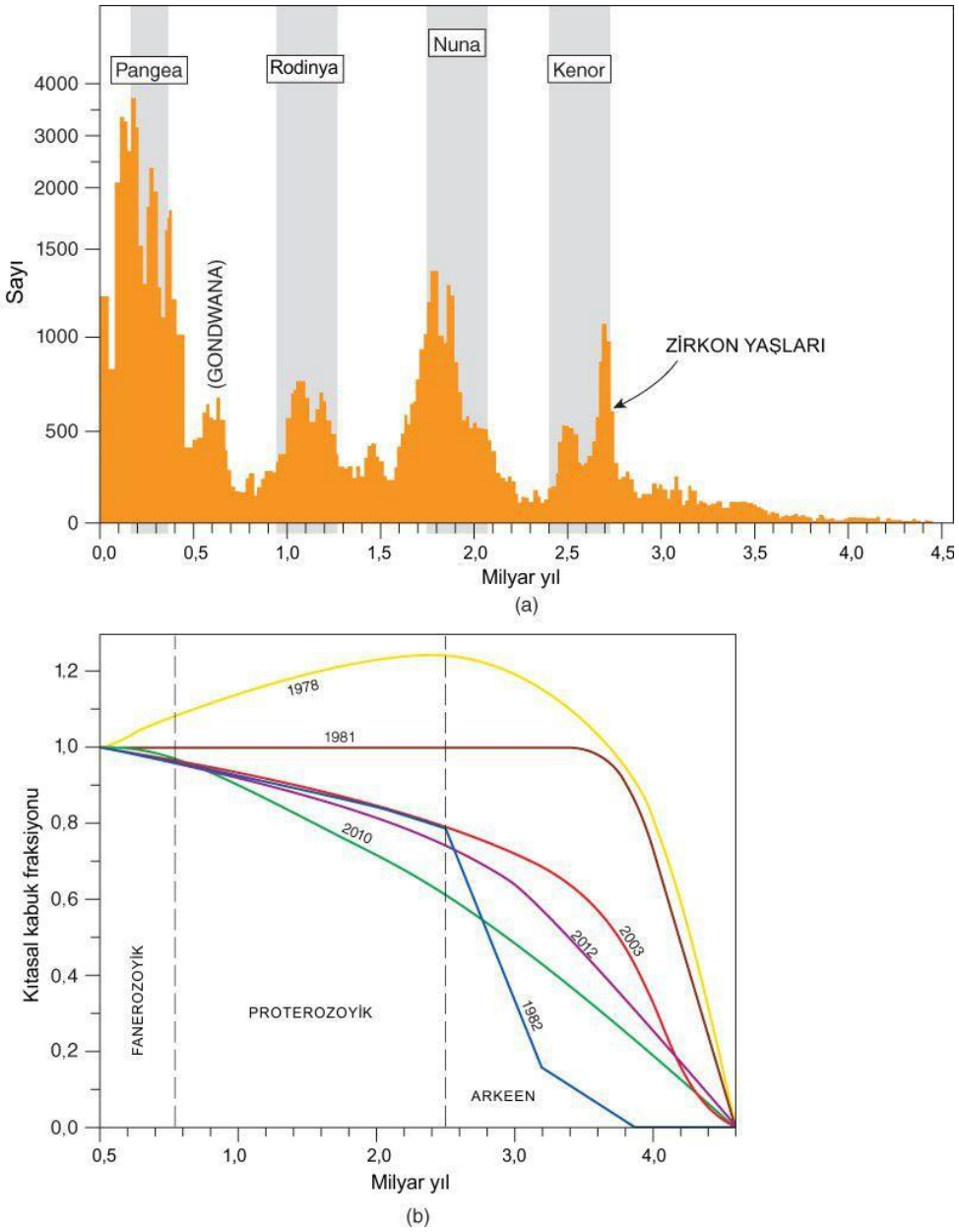
volkanojenik masif sülfid (VMS)-SEDEX ailesi baz metal yatakları ve bazı magmatik Ni-Cu ve IOCG cevherleri tercihen ıraksak levha kenarlarına bağlanırken, elmaslı kimberlit ve platin grubu metal bakımından zengin katmanlı mafik intrüzyonlar kraton içi ortamlarla daha yakın bir ilişki gösterir. Bu modeller alt bölüm 6.5'de ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Bu aşamada, şekil 6.1 ve 6.2'de gözlenen ilişkilerin de en azından kısmen bir koruma faktörüne bağlı olabileceği vurgulanmalıdır. Örneğin, Arkeen'in sonlarında yay ile ilişkili çok sayıda orojenik yatağın varlığı dünyanın duraylı kraton alanlarında yeşiltaş kuşakların korunduğunu yansıtmaktadır. Buna karşılık, Proterozoyik zamanlarda çarpışmalı orojenlerin ve yüzen kabuğun üstte olması benzer cevherleşmiş yayları yükseltmiş ve aşındırmış olabilir. Böylece yüzeye yakın cevherlerin çoğu yok olmuştur. Genç Senozoyik orojenlerin ürünleri ise korunmuştur. Çünkü bunların çoğu henüz çarpışma ve yükselmeye maruz kalmamıştır ve bu nedenle bozulmadan kalmıştır.

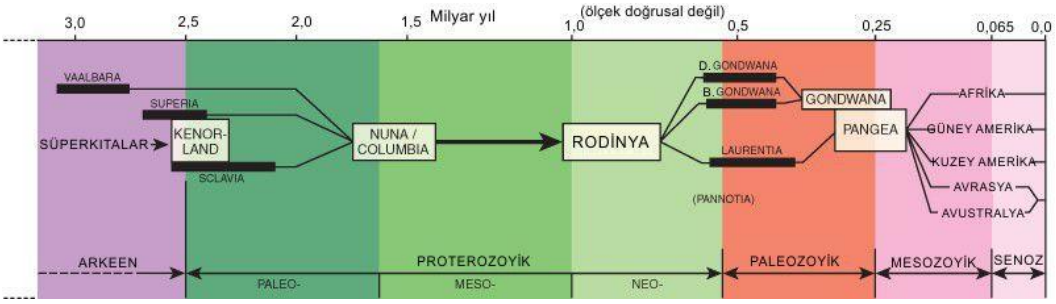
6.3 Kıtasal Büyüme ve Süper Kıta Döngüsü

6.3.1 Kıtasal Büyüme Hızlarının Kestirimi

Şekil 6.1 ve 6.2'de gösterilen ilişkiler, zamanla kıtasal büyüme modellerinin, kıtasal birleşme ve dağılma ve dolayısıyla metalojeni açısından önemli olabileceğini göstermektedir. Bununla birlikte, bu desenlerin kestirilmesi zordur. Çünkü, kıtasal malzemenin geri dönüşüm (veya yok olma) oranını yeni kabuk oluşumuna kıyasla hesaplamak bazı zorluklar içerir. Ancak, küresel olarak kırıntılı zirkonların sayısız yaş tespitinin varlığı sayesinde kıtasal kabuğun oluşumunu ve korunmasını zamana bağlı olarak yansıtan bir veri tabanı oluşmuştur (Şekil 6.3a). Bu da kabuk büyümesi ve yığışmanın zamana bağlı desenleri değerlendirmede çok yararlıdır (Hawkesworth vd., 2010, 2016).



Şekil 6.3 (a) Kırıntılı zirkon yaşlarının zaman içindeki doruklarını ve bu dorukların süper kıtaların varlığıyla çakışmasını gösteren histogram (Hawkesworth vd., 2016'dan). (b) Kabuk büyüme hız modellerine dair fikirlerin zamanla değişimini gösteren diyagram [Korenaga, 2013'den. Erken modeller (1978, 1981 ve 1982) büyük ölçüde kabuk dağılımına dayanan fikirleri yansıtır; sonraki modeller (2003, 2010 ve 2012) izotopik verilere dayanmaktadır. Dhuime vd., 2012'den alınan 2012 eğrisi kabuğun yitim hızlarının yaklaşık 3,0 milyar yıl civarında artması nedeniyle kabuk büyüme hızında bir düşüşü önermekte ve o zamanki olağan levha tektoniğinin başlangıcını gösterdiği düşünülmektedir].



Şekil 6.4 Süper kıtaların birleşmesi ve dağılmasının zamanlamasını gösteren şematik diyagram. Çeşitli süper kıta döngülerine bir dizi farklı isim verilmiş olup, burada benimsenenler Hawkesworth vd. (2016)'dan alınmıştır.

Kırıntılı zirkon yaşları büyük ölçüde süper kıtaların yaşları ile örtüşen iyi tanımlanmış bir pik serisi sergilemiştir (Şekil 6.3a). Süper kıtalar Yerküre'deki kıta parçalarının çoğunun esasen bitişik, tek bir kara parçası halinde periyodik olarak birleşmesi şeklinde tanımlanmıştır. Son 3 milyar yılda Gondwana hariç tutulduğunda en az dört süper kıta oluşum döngüsü tanımlanmıştır (Şekil 6.4 ve Alt Bölüm 6.3.2). Bazı derlemelerde Gondwana ayrı bir süper kıta olarak değil de, Pangea'nın oluşmasına yol açan nihai birleşmenin bir parçası olarak kabul edilmektedir. Burada gösterilen süper kıtalar (en gencinden en yaşlıya) Pangea (yaklaşık 0,35-0,15 milyar yıl), Rodinya (yaklaşık 1,25-0,95 milyar yıl), Nuna (veya Columbia; yaklaşık 2,1-1,7 milyar yıl) ve Kenorland (yaklaşık 2,8-2,5 milyar yıl) şeklindedir. Şekil 6.3a'da zirkon dorukları kıtasal kabuğun büyümesi ile magmatik aktivite artışı arasında bir ilişki olmadığını göstermekte; bunun yerine nispeten sabit olan küresel bir kabuk büyüme hızına göre kabuğun gelişmiş korunma dönemlerini yansıtmaktadır. Buna göre, litosferik duraylılık ve süper kıta durağanlık dönemlerinde kabuk en iyi şekilde korunmuştur (Hawkesworth vd., 2010). Bu nedenle, zirkon dorukları süper kıta birleşmesi ve dağılmasının zamanlaması ve döngüselliğinin bir göstergesi olarak kabul edilir.

Kıtasal büyüme hızları, herhangi bir zamanda oluşan kabuk miktarının günümüzdeki hacmine oranı olarak ifade edilir ancak bunları sayısallaştırmak oldukça zordur; bu nedenle çeşitli modeller önerilmiştir (Şekil 6.3b). İlk modellerde kabuk büyümesinin erken dönemde çok hızlı olduğu ve daha sonra yavaşladığı veya çeşitli dönemlerde özellikle geç Arkeen'de ani olaylar halinde gerçekleştiği birbirine zıt senaryolar savunulmuştur. İzotopik verilere dayanan daha güncel modeller genç kabuğun geri dönüştürülmüş kabuğa karşı görece oranlarını yansıtan, Arkaik dönem boyunca 3,0 milyar yıla kadar daha hızlı bir büyüme temposu gerçekleştiğini, sonrasında ise daha düşük ama daha sabit bir hızın olduğunu önermektedir (McCulloch ve Bennett, 1994; Dhuime vd., 2012). Kabuk büyümesindeki 3,0 milyar yıldaki değişim küresel levha tektoniğinin başlangıcının bir göstergesi olarak kabul edilmiş ve ardından kabuk yitim hızlarında belirgin bir artış meydana gelmiştir. Bu modelde aynı zamanda günümüzdeki kabuk hacminin yaklaşık %70'inin 3,0 milyar yılda oluştuğu; ancak, bugün görülen korunmuş eski kıtaların nispeten küçük hacimlerini de hesaba katarak, bunun önemli bir kısmının geç Arkeen ve Proterozoyik döneminde geri dönüştürüldüğü öngörülmektedir.

Fanerozoyik Üstzamanı'nın maden yatağı oluşumu açısından özellikle verimli bir dönem olması dikkat çekicidir. Bu durumun kabuk büyümesinin artışını desteklediği düşünülmektedir. Ancak, bu düşünce doğru olmayabilir. Zamanla giderek daha fazla aşınan veya gömülen daha yaşlı serilere kıyasla daha genç cevher oluşturan ortamların tercihli

korunması fikrini desteklemektedir. Kabuk büyüme modelleri ve süper kıta döngüselliği maden yatağı türlerinin jeolojik zaman içerisinde oluşumunda ve dağılımında temel bir rol oynamaktadır. Bu süreçler bugün Yerküre tarihinin aşağıdaki şekilde beş jeodinamik bölüme ayrılmasına izin verecek kadar iyi anlaşılmıştır (Hawkesworth vd., 2016'dan):

1. AŞAMA - HADEAN: (> 4,0 milyar yıl)
Çekirdek-manto sisteminin farklılaşması: Erken kabuk büyük ölçüde bir mafik magma "okyanusu"ndan oluşmaktaydı. Nadir, eski kırıntılı zirkonların önerdiğine göre küçük bir kıtasal kabuk. Kimyasal sedimentasyon olası.

2. AŞAMA - LEVHA TEKTONİĞİ ÖNCESİ REJİM: (4,0-3,0 milyar yıl)
Manto yükselmesi: Yüzey yerçekimi açısından duraysız. Yeşiltaş kuşaklarının ve TTG (tonalit-trondjemit-granodiyorit) magmatizmasının oluşumu.

3. AŞAMA - ERKEN PLAKA TEKTONİĞİ (3,0-1,7 milyar yıl)
Kratonik duraylılık: Kıtasal kabuğun kalınlaşması. Potasyumlu granitoyidlerin ilk oluşumu. "Sıcak" yitimin başlaması. Çarpışmalı orojenlerinin gelişimi. Sığ levha kırılması. Erken kıtasal kara kütlelerinin birleşmesi. Kraton içi kırıntılı sedimentasyon.

4. AŞAMA - DÜNYANIN ORTA ÇAĞI (1,7–0,75 milyar yıl)
Litosferik duraylılık: "Anorojenik" magmatizma ("masif" tipi anortozitler gibi). Kalın, yüzer kıtasal kabuk. Uzun ömürlü süper kıtaların birleşmesi.

5. AŞAMA - MODERN LEVHA TEKTONİĞİ (0,75 milyar yıldan bugüne)
Büyük, birleşik levhaların varlığı: Geniş "soğuk" yitim ve yay oluşumu. Kalın, dayanıklı kabuk. Yüksek basınçlı metamorfik topluluklar.

Bu aşamaların tanımı şüphesiz yeniden değerlendirilmeyi ve daha fazla çalışmayı gerektirir. Özellikle de, levha tektoniğinin zaman içinde nasıl geliştiğine dair tartışma hala sürmektedir (Korenaga, 2013). Bununla birlikte, kabuk evrim deseni artık süper kıta döngüselliği ve metalojenezinin daha iyi kavrayacak kadar iyi anlaşılmıştır.

6.3.2 Süper Kıta Döngüleri

Süper kıtaların ve kıta parçalarının birleşip dağıldığı döngülerin varlığı, metalojeni de dâhil olmak üzere tüm Yerküre süreçleri için esastır. Süper kıta döngüselliği konusu tüm Yerküre sistemini anlamak için temel bir öneme sahiptir. Bu döngüleri ayırt etmeye yönelik erken girişimler (Windley, 1995; Rogers, 1996; Unrug, 1997) sürekli olarak geliştirilmektedir. Çünkü, daha kesin paleomanyetik ve jeokronolojik çalışmalar, görünür kutup gezinti izlerinin (apparent polar wander paths) belgelenmesi için daha fazla koşullar sağlamaktadır. Pangaea süper kıtasını oluşturmak için büyük kıta parçalarının aşamalı olarak birleşmesini içeren Fanerozoyik Üstzamanı kabuk evrim modeli iyi anlaşılmıştır. Pangea süper kıtası Permiyen ve Triyas zamanlarında var olmuş ve daha sonra günümüzün kıta coğrafyasını oluşturmak için dağılmıştır (Şekil 6.4). Fanerozoyik Üstzamanı'nda kıtasal yapıların yeniden inşasında nispeten yüksek bir güven derecesi bulunmaktadır. Yerbilimciler genellikle Gondwana, Lavrasya ve Pangea gibi kara kütlelerinin paleocoğrafyası üzerinde hemfikirdir. Bununla birlikte, Prekambriyen'e doğru zamanda geriye gidildikçe durum giderek daha belirsiz hale gelmekte ve genellikle süper kıta geometrisinin yeniden inşasında anlaşmazlık ortaya çıkmaktadır. Bunun pek çok nedeni vardır. Bunlar arasında görünür kutup gezintisi yollarını elde etme ve doğru tarihleme zorlukları, kıtasal ve okyanus kabuğunun yüksek yitim hızları ve kabuğun zamanla ilerleyen deformasyonu ve gömülmesi yer alır.

Bu zorluklara rağmen, kıtasal paleocoğrafyayı jeolojik zaman içinde yeniden yapılandırmada ilerleme kaydedilmiştir. Ancak, belirtildiği gibi, Proterozyoik ve Arkeen çağlarında süper kıta döngüselliğinin doğası belirsiz kalmaktadır. Süper kıta döngüselliği kavramının tarihsel gelişimi Nance ve Murphy (2013) tarafından açıklanmış ve şekil 6.4'de yaklaşık 3,0 milyar yıldan beri dört süper kıtanın

varlığını öneren bir şema sunulmuştur. Aşağıdaki açıklamalar en yaşlıdan en gence doğru bu dört süper kıta alt bölümlemesine dayanmaktadır.

6.3.2.1 Kenorland

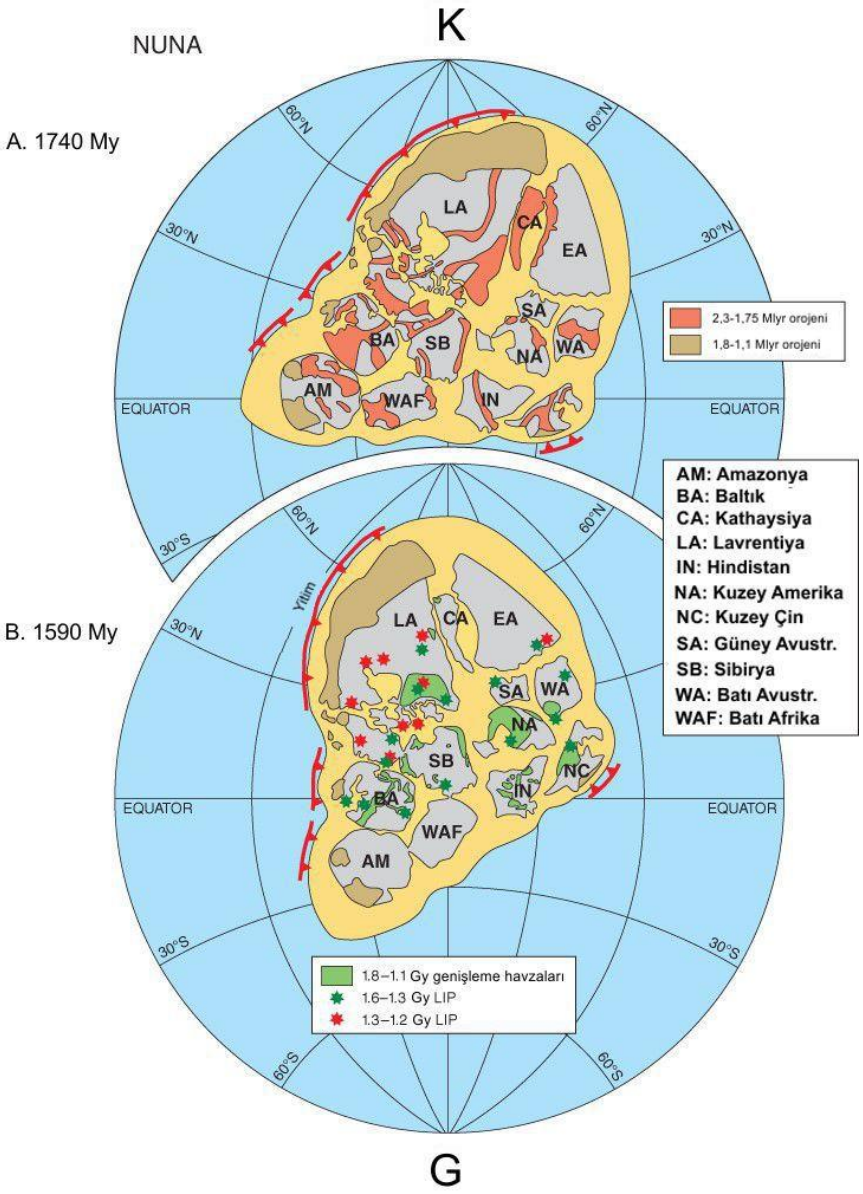
İlk olarak *Ur* (Rogers, 1996) olarak anılan, birleştirilmiş, ancak şimdi dağılmış olan en eski kıtasal kara kütlesinin, sırayla güney Afrika ve Batı Avustralya'nın antik Kaapvaal ve Pilbara kratonlarının yanı sıra Hindistan ve Antarktika'nın bazı kısımlarını içerdiği ileri sürülmüştür. Ur günümüzde genel olarak *Vaalbara* olarak anılır (Button, 1979; Cheney, 1996; Wingate, 1998; Evans vd., 2000). Bunun kanıtları büyük ölçüde Kaapvaal ve Pilbara kratonlarının son derece benzer temel jeolojisi ve erken kabuk üstü jeolojisinden, ayrıca 2,78-2,71 milyar yılda iyi bir şekilde sınırlandırılmış örtüşen paleomanyetik kutup rekonstrüksiyonudur (De Kock vd., 2009). Vaalbara'nın yaklaşık 3 milyar yıl önce birleştiği, ancak yine yaklaşık 2,1 milyar yıl önce Kaapvaal Craton'daki Bushveld Kompleksi'nin yerleştirilmesinden evvel parçalandığı düşünülmektedir. Neoarktik ve Paleoproterozoyik zamanlarda *Superia* ve *Sclavia* (Şekil 6.4) adı verilen diğer kıtasal birleşmeler ileri sürülmektedir (Bleeker, 2003; Nance vd., 2014). *Kenorland* olarak adlandırılan erken süper kıtanın bu parçaların birleşmesinin bir sonucu olarak meydana geldiği düşünülmektedir (Williams vd., 1991). Kenorland (veya sadece Kenor) için kanıtlar varsayımsal olup, esasen Vaalbara'nın geç Arkeen zamanlarında bu birleşmenin bir parçası olduğu net olmadığı için bir süper kıta olmayabilir.

6.3.2.2 Nuna (Columbia olarak da anılır)

Mezoproterozoyik Çağın, *Nuna* (Kuzey Avrupa ve Kuzey Amerika'nın kısaltması) veya *Columbia* (Piper, 1976; Hoffman, 1988; Park, 1995) olarak adlandırılan daha sağlam bir süper kıta içerdiğine inanılmaktadır. Nuna için kanıtlar karşılaştırmalı jeolojiye dayanır ve mafik dayk yığınları, sütur bölgeleri ve orojenik kuşaklar gibi özelliklerin uyuşması ve eşzamanlılığı yoluyla gözlenir. Günümüzde korunduğu bilinen yaklaşık 35 kadar Arkeen yaşlı kıta parçası vardır (Bleeker, 2003). Bunlar ilk gerçek süper kıta olan Nuna'yı oluşturmak üzere 1,8-1,7 milyar yıl civarında büyük ölçüde uyumludur. 2,1-1,7 milyar yıl döneminde çok sayıda sıkışmalı orojenik rejimin varlığı (Limpopo, Eburnian, Trans-Hudson, Yavapai, Kola, Svecofennian, Akitkan, Rondonian, Arunta vb.) Arkeen kara parçalarının bu zaman aralığında birleştiğine ve boyutunun da yaklaşık olarak küresel düzeyde olduğuna dair kanıtlar vardır. Şekil 6.5'de Nuna'nın 1,74 - 1,59 milyar yıl arasında yeniden yapılandırılmış hali bu süper kıtanın uzun ömürlü olduğunun kanıtıdır. Nuna'nın, Yerküre'nin "Orta Çağı"nın önemli bir döneminde yerli yerine oturduğu ve geç Paleoproterozyoik'ten Mezoproterozoyik zamanlara kadar yaklaşık 400 milyon yıl boyunca (yaklaşık 1,8 ve 1,4 milyar yıl arasında) litosferik duraylılık oluşturacak şekilde büyüdüğü düşünülmektedir (Gower vd., 1990; Zhao vd., 2004; Zhang vd., 2012; Evans ve Mitchell, 2011). Kıta kenarları boyunca eşit derecede yaygın olan riftleşme Lavrasya'da Belt-Purcell Süper Grubu ve Baltica'da Telemark Süper Grubu gibi büyük sedimenter istiflerin gelişmesiyle kanıtlanmış olup, yaklaşık 1,5 milyar yılda Nuna'nın dağılmasının başlangıcına işaret eder. Nuna'nın parçalanmasına kapsamlı anorojenik, anortozitik ve granit-riyolit magmatizma da eşlik etmiş, daha sonra Laurentia'daki 1,27 milyar yıllık Mackenzie daykları gibi hacimli mafik dayk yığınlarının yerleşmesiyle parçalanma sona ermiştir (Gaál, 1987, 1990; LeCheminant ve Heaman, 1989).

6.3.2.3 Rodinya

Süper kıta döngüsü Proterozoyik Üstzamanı'nın sonraki aşamalarında kendini tekrar etmiştir. Şimdi Rodinya (McMenamin ve



Şekil 6.5 (a) Rodinya'nın 750 milyon yıl önce parçalanma sürecinin başlamasından önceki durumunu gösteren yeniden yapılanması (b) Pannotia'nın (veya Greater Gondwana'nın) 545 milyon yılda yeniden inşası (Nance vd., 2014'den).

McMenamin, 1990) olarak anılan Neoproterozoyik bir süper kıtasının yaklaşık 1,2 milyar yıl önce toplanmaya başladığına ve daha sonra yaklaşık 700 milyon yıl sonra yeniden dağıldığına dair göstergeler vardır. Sıkışmalı orojenik kuşakların küresel yayılımının Nuna'dakine benzer bir örneği 1,4 ila 1 milyar yıl arasında aktif olan ve "Greenvillian" olarak anılan kuşaklardır. Bu kuşaklar Brezilya'nın Sunsas'ı, orta Afrika'nın Kibaran'ı ve

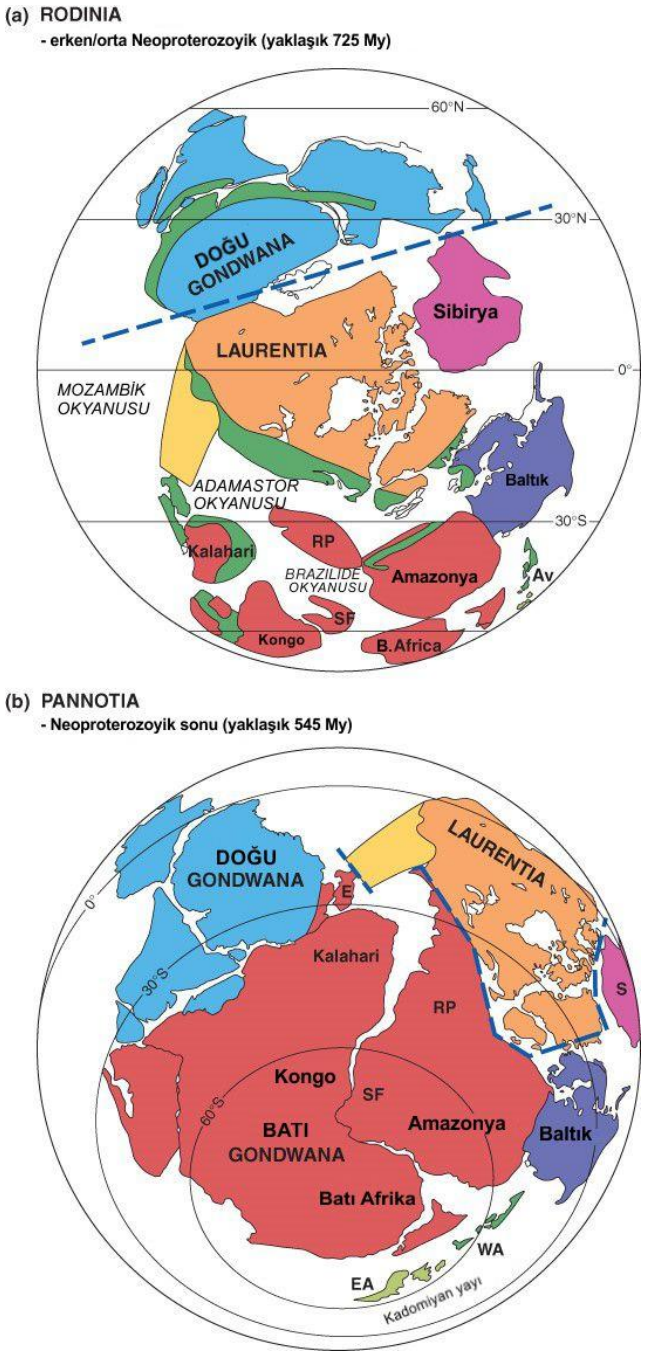
İskandinavya'nın Sveconorwegian'ı gibi örnekleri kapsamaktadır. Ayrıca, erken Neoproterozoyik'e kadar dağılmış olan Nuna kıtalarının yeniden birleşmesinin kanıtıdırlar (Murphy ve Nance, 1991; Meert ve Torsvik, 2003; Nance vd., 2014). Kongo Kratonu'nun Rodinya içindeki konumu bazı araştırmacıların en yüksek durgunluk sırasında tamamen ayrı olduğunu öne sürmesiyle sorunlu olmaya devam etmektedir (Scotese, 2009). Rodinya, Nuna gibi yaklaşık 1,0 ile 0,7 milyar yıl arasında litosferik duraylılık sağlayan uzun ömürlü bir süper kıta gibi görünmektedir. Süper kıta 200 milyon yılı aşmış olabilecek uzun bir süre boyunca dönemsel olarak dağılmıştır. Dönemsel parçalanma Panthalas Okyanusu'nu oluşturmak üzere Doğu Gondwana'dan Laurentia'nın (Kuzey Amerika Kratonu) 800-700 milyon yılda riftleşmesini (Şekil 6.6a) ve bir süre sonra yaklaşık 600-550 milyon yılda Laurentia'nın Batı Gondwana'dan riftleşmesini (Hoffman, 1991; Dalziel vd., 2000; Meert ve Torsvik, 2003; Scotese, 2009) kapsamış olabilir. Rodinya'nın parçalanması ve dağılması Neoproterozoyik Üstzamanı'nın Cryogenian ve Ediacaran Dönemlerinin "Kartopu Dünyası" olarak adlandırılan olaylarla ilişkili felaket iklim değişikliğinin ve dramatik biyolojik çeşitliliğin ortaya çıkmasıyla aynı zamana denk gelmiştir.

6.3.2.4 Pangea

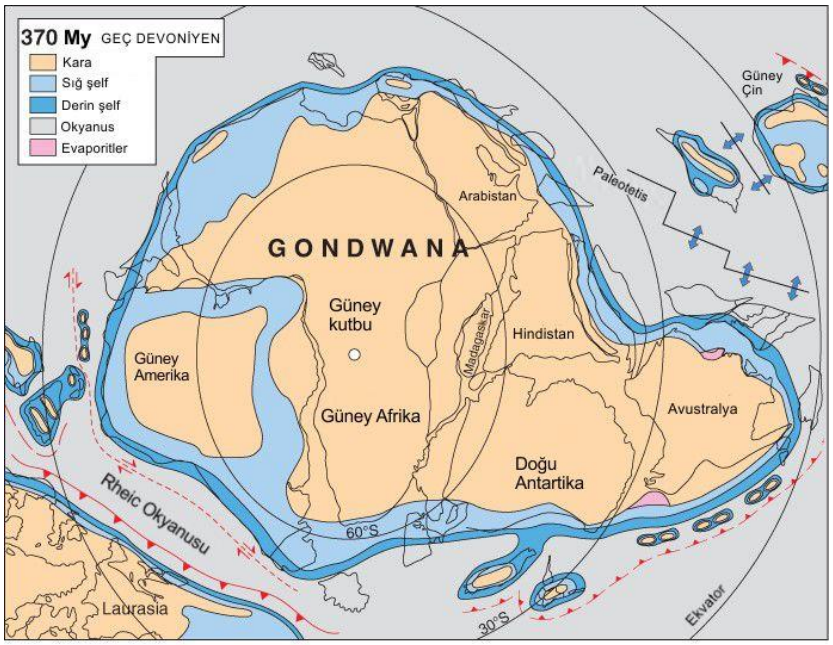
Paleozoyik Zamanı'nın başlangıcı ilk olarak Rodinya'ya ait kıta parçalarının kıvrımlanarak yeniden düzenlenmesini kapsar. Rodinya'yı oluşturan Grenvillian orojenleri gibi, Fanerozoyik'in başlangıcında birleşmeden sorumlu olan, küresel olarak kapsamlı Pan-Afrika orojenleridir. Birkaç araştırmacı esasen Batı ve Doğu Gondwana olmak üzere iki büyük Rodinya parçasının, dönüp yeniden çarpışırken aynı zamanda "*Pannotya*" adı verilen geçici bir süper kıta oluşturmak üzere düzensiz Kongo Kratonu'nu tükettiğini öne sürmüşlerdir (Şekil 6.4 ve 6.6b; Powell, 1995; Scotese, 2009). Pannotya adı geniş çapta bilinmemektedir. Bazı araştırmacılar bu kıtayı "Büyük Gondwana" olarak adlandırmakta ve *Pangea*'nın Mezozoyik dönemlerdeki nihai inşasına bir atlama taşı olduğunu düşünmektedirler. Pannotya neredeyse toplanır toplanmaz hemen dağılmış, Laurentia ve Baltica Kambriyen döneminde Iapetus ve Tornquist Denizleri'ni oluşturmak üzere Gondwana'dan riftleşmeyle uzaklaşmıştır. Rodinya (veya Pannotya) erken Paleozoyik Zaman'a kadar Gondwana, Laurentia, Baltica ve Sibirya olmak üzere 4 büyük kıtaya bölünmüş ve orta ile geç Paleozoyik'te (Avalonia, Cathaysia ve Cimmeria gibi daha küçük kıta kitleleri oluşturmak üzere) daha fazla parçalanma meydana gelmiştir (Scotese, 2009).

Rodinya'nın parçalarından bir araya gelerek Laurasia (Laurentia ve Eurasia'nın bir kombinasyonu) ve Gondwana olarak toplanan en genç süper kıta olan Pangea, Rheik Okyanusu'nun geç Paleozoyik ve Mezozoyik zamanlarda aşamalı yitimiyle yeniden birleşmiştir. Permiyen-Triyas zamanlarında birleşik bir kara kütlesinin varlığına dair jeolojik, paleontolojik ve paleomanyetik kanıtlar sağlam olmakla birlikte nasıl birleştiklerine dair ayrıntılar karmaşıktır (Powell vd., 1993; Murphy vd., 2009; Torsvik ve Cocks, 2013). Devoniyen döneminin sonlarında (370 My'da) Gondwana'nın büyük kıtasal kara kütlesi Güney Kutbu'nda merkezlenmiş ve Laurasia'dan Rheik Okyanusu ile ayrılmıştır (Şekil 6.7a). Laurasia ve Gondwana'nın çarpışması başlangıçta büyük ölçüde güney yarımkürede var olan Pangea'yı oluşturmak üzere Geç Karbonifer döneminde (yaklaşık 320 milyon yıl önce) meydana gelmiştir. Pangea 250 My'da (Şekil 6.7b) erken Mezozoyik'te süper kıtanın önemli kısımlarının ekvator enlemlerinde uzanacağı şekilde, kohezif bir blok olarak kuzeye doğru sürüklenmiştir. Bu gelişme Permiyen döneminde neden önemli miktarda linyit ve kömür birikiminin meydana geldiğini açıklamakta ve aynı zamanda bu çağda ve sonrasında marjinal deniz ortamlarında yaygın evaporitik birimlerin ve petrol kaynağı kayalarının oluşumunu açıklamaktadır (Scotese, 2009; Torsvik ve Cocks, 2013).

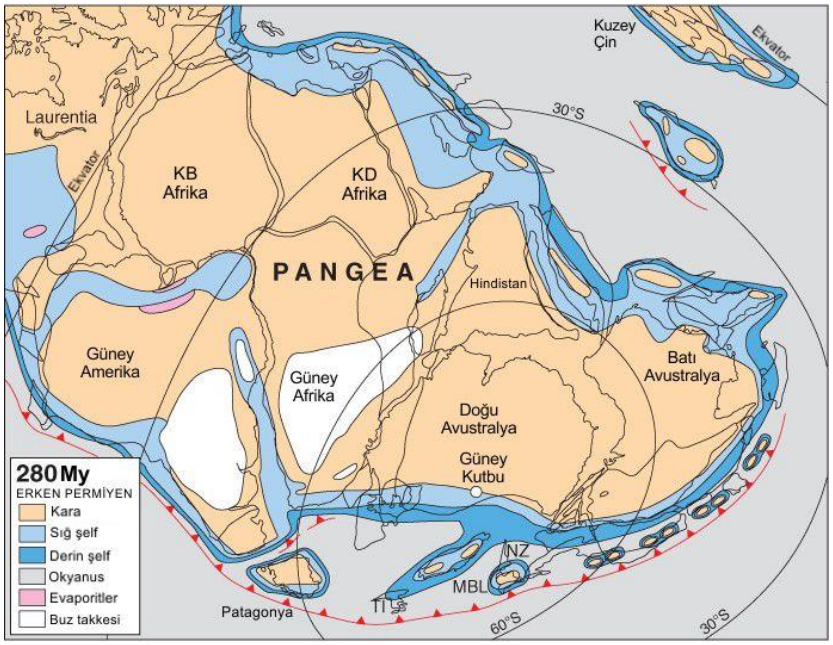
Pangaea uzun ömürlü bir süper kıta değildi. Neotetis'in oluşmaya başlamasından kısa bir süre sonra, 290 My'da kuzey Hindistan'da Panjal Traps'ın oluşmasıyla birlikte erken



Şekil 6.6 (a) Rodinya'nın 750 milyon yıl önce parçalanma sürecinin başlamasından önceki durumunu gösteren yeniden yapılanması (b) Pannotia'nın (veya Greater Gondwana'nın) 545 milyon yılda yeniden inşası (Nance vd., 2014'den).



(a)



(b)

Şekil 6.7 (a) Geç Devoniyen Dönemi, 370 My'da kıta paleocoğrafyası. Merkezi Güney Kutbu çevresinde konumlanmış olan Gondwana çok büyük bir kıta kütlesi idi ancak bir süper kıta değildi. (b) Pangea'nın 280 My'da yeniden inşası (Torsvik ve Cocks, 2013).

Mezozoyik''de parçalanmaya başlamıştır. Bununla birlikte, esas parçalanma yaklaşık 195 My önce fosilleşmiş Rheic süturu boyunca Lavrasya'nın batı Gondwana'dan ayrılmasıyla başlamıştır. Bu süreç Atlantik Okyanusu'nun başlangıcını oluşturmuştur. İlerleyen parçalanma, Neotetis Okyanusu'nun 170 milyon yıldan itibaren tükenmesiyle Batı Gondwana'yı (Hint Okyanusu'nu oluşturmak üzere) Doğu Gondwana'dan ayırmıştır. Pangea parçalanması litosferin tabanını etkileyen büyük sorguçların yukarı doğru yükselmesiyle hızlandırılmış ve başlangıçta 201 My'da Orta Atlantik Magmatik Provensi'ni (OAMP) ve ardından 183 My önce de Karoo büyük magmatik bölgesini (BMB) (Torsvik ve Cocks, 2013) oluşturmuştur. Pangea bugün dağılmış olup, kalıntıları günümüzün coğrafi yapısını oluşturan beş büyük kıtasal kara kütlesi olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 6.4). Bazı kıtalar günümüzde yeniden bir araya gelme sürecindedir. Hindistan ve Asya'nın çarpışması ve Afrika ile Avrupa'nın kısmi birleşimi son 50 milyon yıl içinde gerçekleşmiştir.

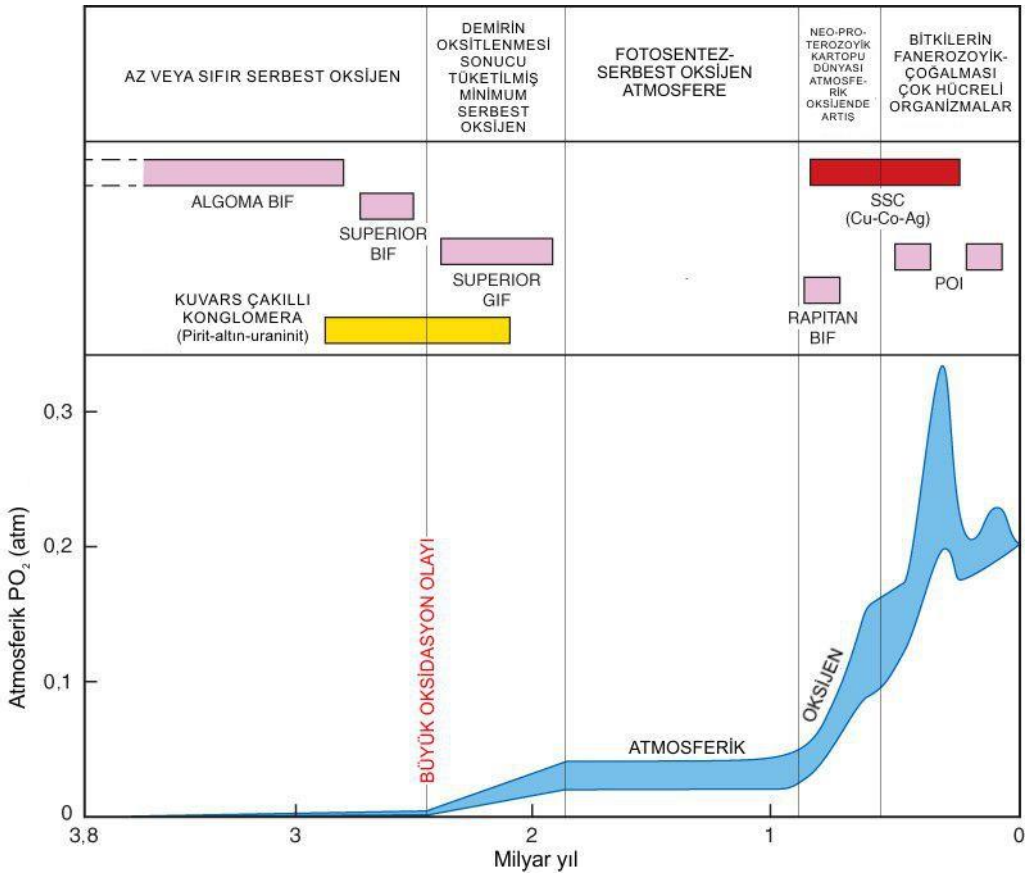
6.4 Jeolojik Süreçler ve Metalojenez

Barley ve Groves (1992) tarafından yapılan incelemeler küresel metalojenin modelini etkileyen birkaç temel jeolojik süreç olduğunu göstermektedir. Bunlar hidrosfer-atmosferin evrimi, küresel ısı üretiminde uzun süreli bir azalma, manto konveksiyonunun doğası, östatik deniz seviyesi değişiklikleri ve, alt bölüm 6.3'te tartışıldığı gibi, süper kıta döngüsü ile uzun vadeli küresel tektonik eğilimler gibi faktörleri içerir. Bunlar maden yatağı türlerinin zamansal ve coğrafi dağılımını nasıl ve neden etkilediklerinin bir açıklamasıyla birlikte aşağıda kısaca tartışılmıştır.

6.4.1 Hidrosfer ve Atmosferin Evrimi

Zamanla Yerküre atmosferinde O_2 ve daha az oranda CO_2 bütçesinin değişmesi, özellikle redoks süreçleriyle ilgili kıtasal kabuğun bozuşması ve erozyonuyla maden yataklarının oluşumunda rol oynamıştır. Arkeen sırasında atmosfer çok az serbest moleküler oksijen içermekteydi ve bu küçük miktar su buharının inorganik fotodissosiyasyonu sonucu oluşuyordu. Arkeen'de indirgenmiş bir atmosferin varlığı, Fe^{+2}'nin yaygın hareketliliği ve Algoma ve Superior tipi bantlı demir oluşumlarının gelişimi ve ayrıca Witwatersrand ve Huronian havzaları gibi sedimenter istiflerde uraninit ve piritin kırıntılı taneciklerinin korunması gibi, o zamanki cevher oluşumunun birçok özelliğini açıklamaya yardımcı olmaktadır. 2,5 milyar yıl'da Arkeen'den Proterozoyik Üstzaman'a geçiş Büyük Oksidasyon Olayı (BOO) olarak adlandırılan, yaşı da yaklaşık olarak 2,3 milyar yıl olan, atmosferik oksijendeki artışın başlangıcıyla (Şekil 6.8) büyük oranda örtüşmektedir (Bekker vd., 2004; bkz. Alt bölüm 5.3.1). Bu olay muhtemelen ilkel yaşamın evrimi ve fotosentetik olarak oksijen üretebilen siyanobakterilerin yaygın gelişimi ile ilgilidir. Bu zamanda atmosferdeki kısmi O_2 basınçlarındaki bir artış, paleosollarda (kaya kaydında korunan bozunma horizonları veya toprakların kalıntıları; Rye ve Holland, 1998) Fe^{+2} hareketliliğinden de tahmin edilebilir.

Yaklaşık 2,5 ila 2milyar yıl arasındaki dönem "oksiatmo-inversiyon" periyodu olarak bilinir. Yaygın olarak atmosferdeki oksijen seviyelerinde önemli bir artışla çakıştığı düşünülmektedir. Ayrıca, Algoma ve Superior tipi bantlı demir oluşumlarının (BIF'ler) ve ilgili tabakalı mangan yataklarının gelişiminin genel olarak kesintiye uğradığı dönemdir (bazı BIF'ler GOE'den hemen sonra oluşmuş olabilir; bkz. Alt Bölüm 5.3.1'deki tartışma). Atmosferik oksijen seviyelerindeki bir diğer önemli artış makroskopik, çok hücreli yaşam formlarının (oksijenli solunum gerektiren Metazoan faunası) çoğaldığı Proterozoyik Üstzamanı'nın sonuyla aynı zamana denk gelir. Ek olarak, erken Fanerozoyik aynı zamanda vasküler bitkilerin evrimleştiği zamandır ve bu da atmosferik oksijen seviyelerindeki artışa katkıda bulunmuş olabilir (Şekil 6.8). Atmosfere net O_2 eklenmesinin aksine, CO_2 içeriklerinin zamanla

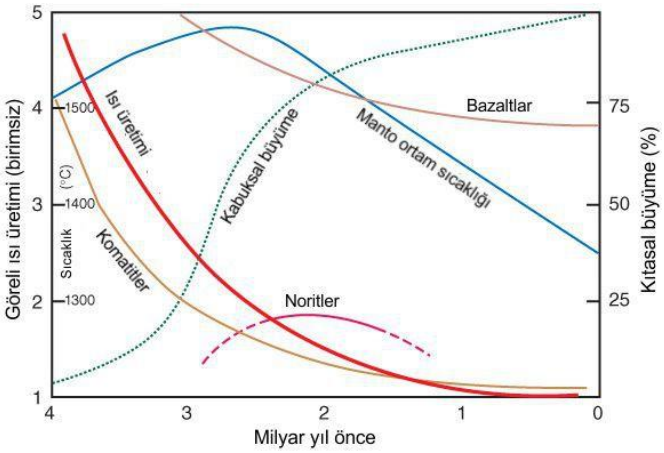


Şekil 6.8 Beş evrimsel aşama temelinde son 3,8 milyar yıl boyunca atmosferik oksijenin tahmini artışı (Holland, 2006'dan). Atmosferik oksijen seviyelerine ve redoks süreçlerine duyarlı olan maden yataklarının oluştuğu yaklaşık yaş aralıkları da verilmiştir (bkz. Bölüm 5). BIF: Bantlı demir oluşumu, GIF: Granüler demir oluşumu, SSC: Konak kayası sedimenter olan stratiform bakır, POI: Fanerozoyik oolitik demir.

kademeli olarak azaldığı görülmektedir. Erken atmosferdeki yüksek CO_2 seviyeleri Arkeen sırasında yoğun volkanizmanın ve gazın çıkışının bir ürünü ise de, seviyeler çökeltilerdeki karbonat birikiminin bir sonucu olarak istikrarlı bir şekilde fakat dönemsel olarak düşmüştür. Atmosferin ve özellikle de küresel O_2 ve CO_2 bütçelerinin evrimi esasen tekrar etmeyen ve geri döndürülemez olup, bantlı demir oluşumları ve Witwatersrand tipi plaserler gibi cevher yatağı türlerinin zamana özgü oluşumuna katkıda bulunur (Şekil 6.8)

6.4.2 Küresel Isı Üretiminde ve Manto Sıcaklığında Uzun Süreli Düşüş

Yerküre'nin başlıca U, Th ve K gibi uzun ömürlü radyoizotopların bozunmasından kaynaklanan ısı üretimi Arkeen'de bugün olduğundan önemli ölçüde (iki ila üç kat) daha fazlaydı. Atmosferik evrim için olduğu gibi bu model de tekrarlamaz ve geri döndürülemezdir. Yerküre'nin termal evrimi manto ve kabukta



Şekil 6.9 Küresel ısı üretimi ve manto sıcaklığındaki düşüşü ve buna uygun olarak komatit volkanizmasının azalmasını gösteren şematik diyagram. Ayrıca, kabuk büyüme eğrisi ve geç Arkeen' ve erken Proterozoyik' dönemlerdeki artan mafik veya "norit" magmatizma periyodu gösterilmiştir (Hall ve Hughes, 1993; Herzberg vd., 2010'dan).

üretilen radyojenik ısı ile mantodaki konveksiyonla kaybolan ısı arasındaki bir dengedir. Şekil 6.9'da tümü yukarıda tartışılana benzer bir kabuk büyüme eğrisiyle ilişkili olarak, küresel ısı üretimindeki düşüşün yanı sıra zaman içinde manto sıcaklığındaki modellenmiş değişiklikler görülmektedir. Isı üretiminde uzun süreli azalmanın kabuk oluşumunun birkaç sonucu vardır. En bariz olanlardan biri, Arkeen mantosunun şu andan daha sıcak olması (yaklaşık 250°C; Windley, 1995; Herzberg vd., 2010) ve bunun da o sırada erime hacminde bir artışa yol açabilmesidir. Daha sıcak bir manto Arkeen yaşlı birçok yeşiltaş kuşağının genel özelliği olan ve daha genç okyanus ortamlarında nadir görülen yüksek Mg komatitlerinin üretilmesini de açıklayabilir (Şekil 6.9). Daha yüksek ısı üretimi Arkeen'de Kambalda, Batı Avustralya ve Zimbabwe'de olduğu gibi komatitle ilişkili magmatik Ni-Cu sülfit yataklarının tercihli olarak oluşumunu açıklar. Arkeen'de daha yüksek ısı akışının bir başka sonucu, mantodaki konvektif terslenmenin okyanus kabuğunun ikamet süreleri ve o sırada levha tektoniğinin doğası için daha hızlı olacağı önerisidir (Windley, 1995; Cawood vd., 2018). Arkeen kabuğunun daha sonraki dönemlere kıyasla daha kalın olan okyanusal kabuğa sahip olduğu ve ağırlıklı olarak bazaltik malzemeden oluştuğu düşünülmektedir. Bu da 1 milyar yıldan yaşlı ofiyolitlerin genç eşdeğerlerinin kalınlığının iki katından daha fazla olduğu önerileri ile desteklenen bir görüştür (Moores, 1993). Başka bir sonuç olarak, Arkeen okyanusları şu anki okyanuslardan daha sığ olmuş olabilir ve bu da o sırada kıtasal fribordda azalma ile sonuçlanır (bkz. Alt bölüm 6.4.4).

6.4.3 Uzun Vadeli Küresel Tektonik Eğilimler ve Manto Konveksiyonu

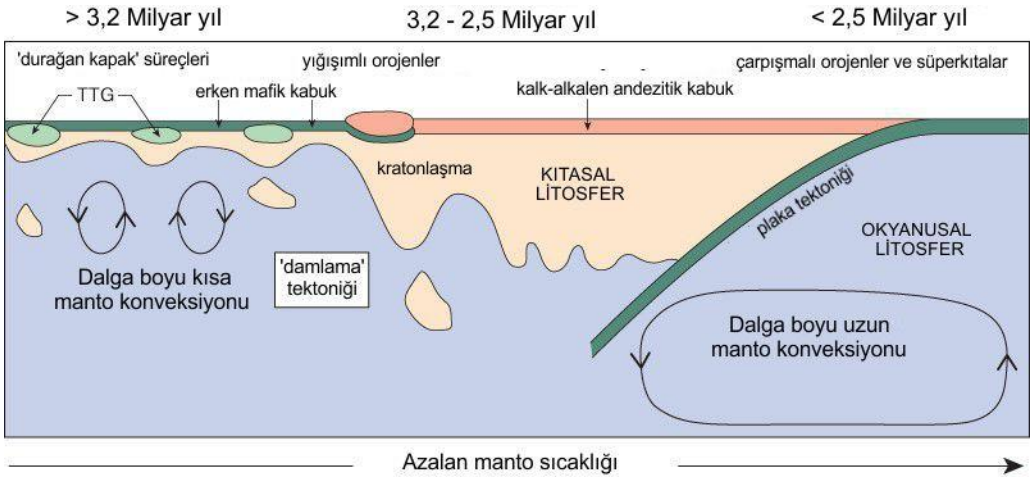
Alt bölüm 6.3'te tartışıldığı gibi, kıtasal parçaların zamanla geniş ölçekli birleşmesi ve dağılması "süper kıta döngüsü" olarak anılır. Bu döngü Yerküre tarihinin metalojeni de dâhil olmak üzere küresel evrimin neredeyse her yönü için çıkarımları olan bir özelliğidir. Şekiller 6.1 ve 6.2'de cevher oluşumundaki geniş zamansal eğilimler orojenik dönemler ile litosferik durağanlık dönemleri arasındaki zıtlığı yansıttığını göstermektedir. Bununla birlikte, ayrıntıda süper kıta döngüsü zamansal metalojenik eğilimlerle daha doğrudan ilişkili diğer birçok faktörü kontrol etmektedir. Atmosferik evrim ve ısı üretimi tarafından empoze edilen modellerin aksine, süper kıta döngüsü tekrarlanmalı ve döngüseldir. Bu kıtasal parçaların Yerküre tarihinde birkaç kez bir araya gelip dağıldığı anlamına gelmektedir. Bu döngüsellik bazı maden yatağı türlerinin veya en azından bunların oluşumuna neden olan süreçlerin, cevher yataklarının daha genç kayalarda korunma eğilimlerine rağmen, belirgin bir şekilde tekrarlanmasını açıklamaya

yardımcı olur. Bununla birlikte, süper kıta döngüsü tekrarlansa da kabuk evrim modeli de tek yönlüdür ve manto sıcaklığının düşmesi ve zamanla litosferin kalınlığının ve sertliğinin artması ile ilgilidir. Sonuç olarak, kabuk oluşum süreçleri bugün ve Fanerozoyik Üstzaman sırasında gördüklerimiz Yerküre tarihinin daha önceki dönemlerine hâkim olan olaylardan farklı olacak şekilde gelişmiştir.

Zamanla manto sıcaklıklarının düşmesi gibi özellikler mantonun viskozitesi, litosfer sertliği ve mantodaki konveksiyonun doğası ve ölçeği gibi faktörleri etkilemektedir. Bunlar sırayla kabuk evriminin deseni ve kabuksal TTG plütonizması ve yeşiltaş kuşaklarının görüldüğü erken, sıcak bir Yerküre'den daha kalın bir kıtasal litosfer ve küresel olarak bağlantılı katı levha sınırlarına sahip daha soğuk bir Yerküre'ye geçişle ilgilidir. Arkeen kabuğu muhtemelen günümüze göre daha sıcak, daha hızlı konveksiyon akımlarına sahip bir manto ile kaplanmıştı. Öyle ki, katı bir şekilde daldırılamayacak kadar zayıftı. Bu nedenle, geleneksel levha tektoniği erken Yerküre'nin gelişimi sırasında mümkün olmayabilir. Bu gözlemler levha tektoniğinin ne zaman başladığı ve bunun metalojeni üzerinde ne gibi bir etkisi olduğu temel sorununun merkezinde yer alır (Cawood ve Hawkesworth, 2015; Cawood vd., 2018).

Şekil 6.10'da litosferde zaman içinde meydana gelen değişikliklerin doğası için bir model sunulmuştur. Diyagram, 3,2 milyar yıllık "durağan örtü" rejimini göstermektedir. TTG tipi kıtasal adalardan oluşan nispeten ince, hareketsiz bir kabuk ve yeşiltaş kuşaklarıyla temsil edilen okyanus malzemesinin tümünün küçük ölçekli konveksiyon geçiren sıcak manto tarafından örtüldüğünü ifade eder. Durağan örtü süreçleri sırasında magma ve yeni kabuk oluşumu geleneksel levha tektoniği anlamında çok fazla "yitim" ile oluşmaktan ziyade, batma, çökme, yivlenme veya basitçe "damla" tektoniği gibi değişken terimlerle adlandırılan süreçlerle meydana gelmiştir (Nebel vd., 2018). Bu rejim bazaltın baskın olduğu durağan bir örtünün periyodik olarak mantoya geri çevrildiği ve bununla birlikte kısmi ergime olaylarının gerçekleştiği öngörülmektedir. Daha sert ancak daha hareketli bir litosfere geçişin kademeli olduğu ve yaklaşık 3,2 ve 2,5 milyar yıl arasında gerçekleştiği düşünülmektedir (Bédard, 2018; Cawood vd., 2018). Bu geçiş dönemi gerçek yitimin başlangıcıyla karakterize edilmiş olabilir ise de sürekli olmaktan ziyade dönemsel şekildedir. Yitim tipik olarak potasik granit magmatizma sının başlangıcı yoluyla kıtasal kabuğu kalınlaştırmıştır. Bu da iyi tanımlanmış kıtasal ve okyanus alanların farklılaşmasına neden olmuştur. Bunu takiben ve 2,5 milyar yıldan sonra litosferik evrimi kontrol eden baskın süreç geleneksel levha tektoniği olmuştur (Şekil 6.10). "Damla" tarzı tektonikten geleneksel levha tektoniğine geçiş, durağan bir örtü rejiminden küresel olarak bağlantılı bir sistem oluşturmak üzere sert levhaların sürekli olarak kenarları boyunca batırıldığı bir rejime denktir. Geleneksel levha tektoniğinin sürdürülebilirliği, alt yitim levhasının baskın levha çekme kuvveti ile sağlanır ve bu da yoğun okyanus kabuğunun manto içine sürekli olarak girmesine ve hendek sistemlerinin iç tarafında yay ile ilgili magmaların geri dönmesine neden olur. Sürdürülebilir levha tektoniğinin 3,2-2,5 milyar yıl döneminde başlangıcı birçok jeolojik olaylarla desteklenmektedir. Bunlar, yaklaşık 3,0 milyar yılda elmasta eklojitik kapanımların ortaya çıkması (Shirey ve Richardson, 2011), potasik granitlerin ve dayk yığınlarının aynı zamanda dünyanın değişik yerlerinde görünmesi ve erken Arkeen'deki TTG-yeşiltaş kuşak topluluklarının "kubbe ve uzantı" morfolojilerine değişim (örn. Pilbara ve Barberton 3,5-3,2 milyar yıl) ve daha sonra daha doğrusal dizilere geçiş gibi geometrik değişimler (örneğin, 2,7 milyar yılda Yilgarn ve Superior) şeklinde sıralanabilir (Şekil 6.12).

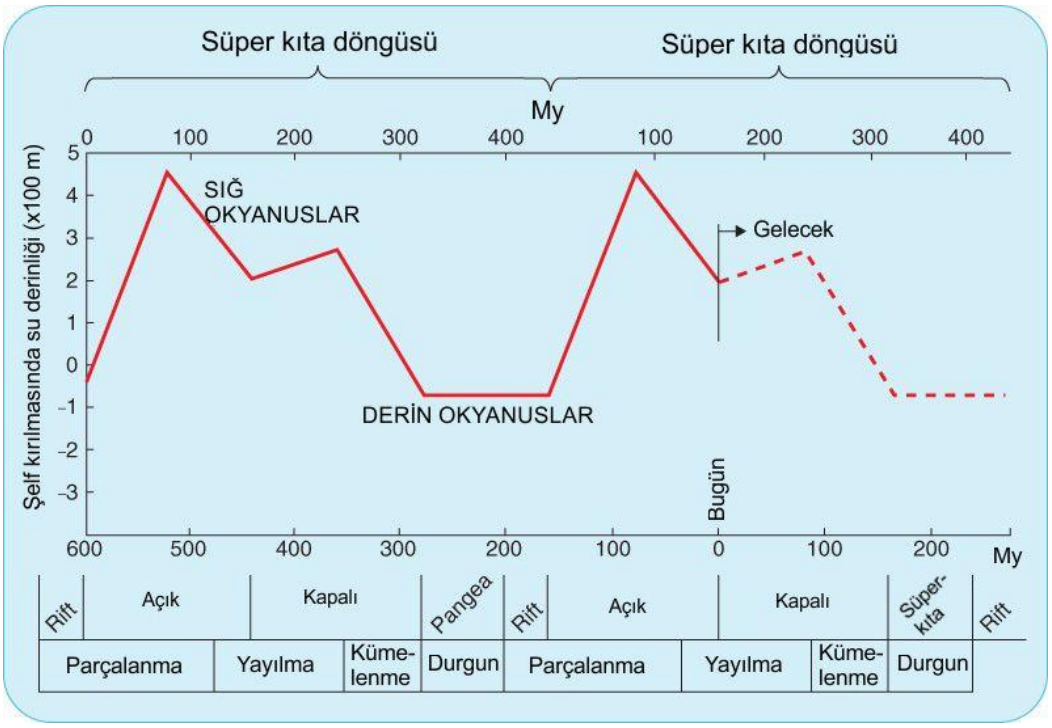
Maden yataklarının incelenmesinde kabuk evrimi, levha tektoniği başlangıcı ve süper kıta döngüsünün nasıl kullanılabileceğine dair ayrıntılı bir anlayış, gelecekteki araştırma için faydalı bir araştırma alanı olmaya devam edecektir. Hem küresel tektonik hem de metalojenik evrim deseni ile ilgili bazı kavramlar alt bölüm 6.5'de daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.



Şekil 6.10 Manto sıcaklığının düşmesi ve gelişen konveksiyon dinamiklerinin bir fonksiyonu olarak litosferin uzun süreli evrim modeli. Tektonik süreçlere erken Arkeen zamanlarında durağan bir örtü rejimi hakim ise de, kıtasal litosfer kalınlaştıkça ve daha sert hale geldikçe yaklaşık 3,2–2,5 milyar yıldan itibaren geleneksel plaka tektoniği ortaya çıkmıştır (Cawood vd., 2018).

6.4.4 Östatik Deniz Seviyesi Değişimleri ve "Kıta Fribordu"

Kıta fribordu veya kıtasal kara kütlelerinin deniz seviyesi veya jeoide göre göreceli yüksekliği okyanusların kapladığı alanlara kıyasla açıkta kalan kıta alanının etkin bir ölçüsüdür. Ortalama okyanus derinliği sığlaştığında kıta fribordunda azalma olur. Çünkü bu durum deniz transgresyonuna ve kıta sahanlığının su altında kalmasına neden olur. Bu durum, okyanus kabuğunun gelişmiş oluşumunu ve okyanus ortası sırtlarda aktif magmatizma ve yükselmeyi yansıtan büyük ölçekli kıtasal ayrılma olaylarıyla bağlantılıdır. Buna karşılık, okyanuslar derinleştiğinde ve deniz regresyonu kıta sahanlığını açığa çıkardığında, kıtaların alanı artar – bu durum genellikle tektonik istikrar dönemleri ve okyanus ortası sırtlarındaki magmatik faaliyetlerin azalması ile ilişkilendirilir (Worsley vd., 1984; Nance vd., 1986). Fanerozoyik Üstzamanı'ndaki kıtasal fribord ve okyanus derinliğinin döngüselliği iyi bir şekilde belgelenmiş olup (Şekil 6.11), maksimum kıtasal yüzeyleme ve okyanus alçak seviyesinin (yani derin okyanusların) Permiyen-Triyas zamanlarında Pangea süper kıtasının varlığıyla çakıştığını gösterir. Fanerozoyik Üstzamanı'ndaki kıtasal ayrılma ve birleşmenin doğası ve süresi ve bunların geleceğe yansıması da şekil 6.11'de sunulmuştur. Daha önceki bir süper kıta olan Rodinya'nın yaklaşık 1milyar yıl önce birleşmesi için de benzer bir düşük okyanus seviyesi dönemi yaşanmış olabilir (bkz. Aşağıda Alt Bölüm 6.5.2). Metalojenik bakış açısına göre kıtasal fribord, kıta sahanlıklarında oluşan çökeltilerin doğası ve korunması üzerinde en büyük etkiye sahiptir. Denizel transgresyonlar kıta sahanlığını sular altında bırakarak, içinde ağır mineralli sahil plaserleri, SEDEX Pb-Zn cevherleri, bantlı demir oluşumları, tabakalı mangan yatakları ve fosforitler gibi yatakların oluşabileceği çökelleri korur. Öte yandan, okyanus seviyesinin düşük olduğu ve kıta kenarlarının açığa çıktığı durumlar, kıta sahanlığının aşınmasına ve çökel istifinde bulunan maden yataklarının olası tahribatına neden olur.



Şekil 6.11 Fanerozoyik sırasında (ve geleceğe doğru) Pangea'nın birleşimi ve parçalanmasını yansıtır ve kıta sahanlığının su derinliğini gösterir Süper Kıta döngüleri deseni (Nance vd., 1986'dan).

6.5 Zaman İçinde Metalojeni

Aşağıdaki alt bölümlerde maden yataklarının doğası Yerküre'nin jeodinamik evrimi açısından üç ana jeolojik zaman periyodu olan Arkeen, Proterozoyik ve Fanerozoyik temelinde alt bölümlere (veya üstzamanlara) ayrılmış ve tanımlanmıştır (bkz. Alt bölüm 6.3).

6.5.1 Arkeen Üstzamanı

Arkeen kıta kabuğunun nispeten zayıf korunma ve yüzeye çıkma derecesi göz önüne alındığında, bu eski parçaların paleocoğrafyasını kesin olarak yeniden kurgulamak neredeyse imkânsızdır. Arkeen dönemlerinde herhangi bir süper kıta olması (ya da bunların tanınması) pek olası olmasa da, şimdi mekânsal olarak ayrı olan bazı Arkeen yaşlı kratonlar arasında ilginç jeolojik benzerlikler vardır (Kröner ve Layer, 1992). Örneğin, Güney Afrika'daki Kaapvaal Kratonu ve Batı Avustralya'daki Pilbara Kratonu litostratigrafi ve yaş desenleri açısından oldukça benzerdir. Bu iki parçanın Geç Arkeen'de birleşik olduğu öne sürülmüştür. Bir "Vaalbara" kıtasının varlığı Button (1979) ve Cheney (1996) tarafından önerilmiş ve geç Arkeen'den erken Proterozoyik zamanlara kadar var olduğu düşünülmüştür. Bunun varlığı daha yakın zamanda paleomanyetik verilerle desteklenmiştir (De Kock vd., 2009). Sclavia (muhtemelen Slave, Zimbabwe, Wyoming ve Dharwar gibi kratonlardan oluşan) ve Superia (muhtemelen Superior, Karelia, Hearne ve Yilgarn gibi kratonlardan oluşan) olmak üzere diğer iki Arkeen kıtasal topluluğu önerilmiştir (Bleeker, 2003). Bu konfigürasyon büyük ölçüde varsayımsal olmasına rağmen, bu üç kıtanın hepsinin de Kenorland adında bir süper

kıta oluşturmak üzere yaklaşık 2,5 milyar yıl döneminde birleşmiş olabileceği öne sürülmüştür (Williams vd., 1991). Bunu göz önünde bulundurarak, aşağıdaki gibi kronostratigrafik alt bölümler temelinde bir Archean metalojeni tartışması daha iyi yapılabilir.

6.5.1.1 Hadean (> 4 milyar yıl) ve Eoarkeen (> 3,6 milyar yıl) Aşamaları

Hadean Çağı Yerküre'nin tarihinde kaya kayıtlarında çok az kanıt bulunan Arkeen öncesi dönemi ifade eder. Bu dönem yoğun göktaşı bombardımanının yanı sıra küresel farklılaşma ve eklemlenme zamanıdır. Hadean'ın daha önce 3,8 Milyar yıldan önce var olduğu kabul ediliyordu (Harland, 1989). Ancak, 4milyar yıl civarında kaya kalıntıları için artan kanıtlar (U-Pb zirkon tarihlemesi) bu zamanın belki de Hadean sınırının daha doğru bir yansıması olduğunu göstermektedir (Windley, 1995). Yerküre'nin herhangi bir yerinde Hadean kabuğunun anlamlı bir şekilde korunmaması, genellikle bu eski malzemenin yoğun göktaşı bombardımanı veya türbülanslı, hızla hareket eden bir manto veya her ikisiyle ilişkili kabuksal devrilme nedeniyle yaygın olarak yok edilmesiyle açıklanmaktadır. Erken atmosferin ve okyanusun, sadece Hadean döneminin sonunda, ana büyüme ve göktaşı bombardımanı sona erdikten sonra oluştuğunu gösteren kanıtlar da vardır (Kasting, 1993). De Wit ve Hynes (1995) ısı kaybının etkilerinin büyük ölçüde sıvı bir hidrosfer tarafından azaltıldığı sonraki dönemlerin aksine, Hadean Dünyası'nın atmosfere doğrudan ısı kaybı ile de karakterize edildiğini öne sürmüşlerdir. Metalojenez için çıkarımlar, sedimentasyon ve hidrotermal süreçlerin muhtemelen Hadean'da önemsiz olması ve bu nedenle oluşan maden yataklarının muhtemelen magmatik karakterde olmasıdır. Örneğin, bu zamanda anortozit ve bazaltik magmalardan oksit ve sülfit mineral ayrımlarının biriktiği düşünülebilir. Bununla birlikte, şu anda insanlığın ulaşabileceği bu tür kayaların tek korunmuş kaydı muhtemelen Ay'da olacaktır.

Eoarkeen, her ne kadar bu tartışmanın amacı kapsamında 4 ila 3,6 milyar yıl arasına genişletilirse de, Arkeen zamanının başlangıcını ve 3,6 milyar yıldan önce oluşan kayaları işaret eder. Bu zaman dilimine düşen Arkeen kabuğunun iyi korunmuş bir bölümü, 3,8 milyar yaşlı Isua kabuk üstü kuşağı ve Batı Grönland'ın ilgili Itsaq (daha önce Amitsoq olarak adlandırılan) gnayslarıdır. Isua kuşağı mafik ve felsik metavolkaniklerin yanı sıra metasedimentlerden oluşur ve dünyanın başka yerlerinde gözlenen daha genç yeşiltaş kuşaklarına benzer. Isua kuşağı sadece 4 × 30 km boyutunda olmasına rağmen büyük bir çört-manyetit bantlı demir oluşumu bileşeninin yanı sıra bantlı amfibolitlerde ve demir oluşumunda minör bakır-demir sülfit oluşumlarını içerir (Appel, 1983). En büyük demir oluşumu %32 Fe tenörlü tahmini 2 milyar ton cevher içermektedir. Isua kuşağının amfibolit ve kalk-silikat kayalarında denizaltı-eksalatif kökenli olduğu düşünülen bir şeelit cevherleşmesi de bulunmuştur. Bantlı demir oluşumlarının ve başlangıç aşamasındaki VMS tarzı cevherleşmenin bir arada bulunması, deniz suyunun okyanus kabuğu boyunca dolaşımını içeren deniz tabanı süreçlerine işaret etmektedir. Isua kuşağında bilinen cevherleşme bölgeleri ekonomik olarak önemli olmasa da, 3,8 milyar yıl yaşında Dünya'nın bilinen en eski cevherleşmesini temsil etmektedirler.

6.5.1.2 Paleo, Mezo ve Neoarktik Dönemler (3,6-2,5 milyar yıl)

Arkeen kabuk evriminin ana aşaması 1 milyar yıldan uzun bir süre boyunca gerçekleşmiştir. Bu süre zarfında bazı jeolojik süreçler muhtemelen bugünkünden farklı değildi. Bununla birlikte, bu dönemin durağan bir örtü ve damla tektoniği rejiminden geleneksel levha tektoniğinin aktif olduğu bir rejime büyük bir geçişe tanık olduğu açıktır (bkz. Alt bölüm 6.4.3). Arkeen dönemlerinde kabuk evrimi açısından önemli kıtasal kara kütlelerinin varlığı konusunda bir fikir birliği var gibi görünmektedir. Daha önce de belirtildiği gibi, erken bir Vaalbara kıtası ve daha sonra Superia ve Sclavia kıtalarının Mezo

ve Neoarktik Dönemler boyunca var olduğu düşünülmektedir (Bleeker, 2003).

Vaalbara'nın varlığı, Pilbara ve Kaapvaal kratonlarındaki Arkeen yeşiltaş kuşakları ve üst kabuk serilerinin (Cheney, 1996; Martin vd., 1998*a*) doğası ve yaşlarındaki benzerliklerce desteklenmektedir Bu benzerlik, iki bölgenin Superior tipi devasa bantlı demir formasyonları kıyaslandığında özellikle çarpıcı olan bir özelliktir. Ek olarak, Kaapvaal Craton'daki Arkeen Witwatersrand havzasının benzersiz bir oluşum olduğu uzun zamandır düşünülmekteydi. Ancak, Batı Avustralya'daki keşifler, benzer yaşta ve altın mineralizasyonu açısından oldukça zengin görünen tortul serilerin varlığını ortaya çıkarmıştır. Geç Arkeen'de Vaalbara'nın varlığı Ventersdorp (Kaapvaal) ve Fortescue (Pilbara) lavları şeklinde (De Kock vd., 2012), her iki kratonda 2,78-2,71 milyar yılda yerleşmiş hacimli, rift ile ilişkili bazaltik volkanizma arasındaki benzerliklerle daha da desteklenmektedir.

Metalojenik çerçevede Arkeen kabuk gelişimi iki aşamalı bir modelle değerlendirilebilir. Bu model 3,2 milyar yıldan önce TTG-yeşiltaş kabuğunun birleşmesiyle başlayan erken "kalkan" oluşumunun, 3,2 milyar yıldan sonra modern levha tektoniğine benzer süreçler, örneğin dalma-batma ve kıta çarpışmayla oluşan "kratonlaşma" şeklinde devam ettiğini öne sürer (de Wit vd., 1992). Bu iki aşamanın özellikleri ve ilgili cevher oluşum süreçleri şekil 6.12'de sunulmuştur. Bu modelde "okyanus içi kalkan oluşumu" (3,1 milyar yıl öncesi) ve "kıtasal kraton oluşumu" (yaklaşık 3,1 ile 2,5 milyar yıl arasında) olarak adlandırılan iki ana aşama ayırt edilmiştir.

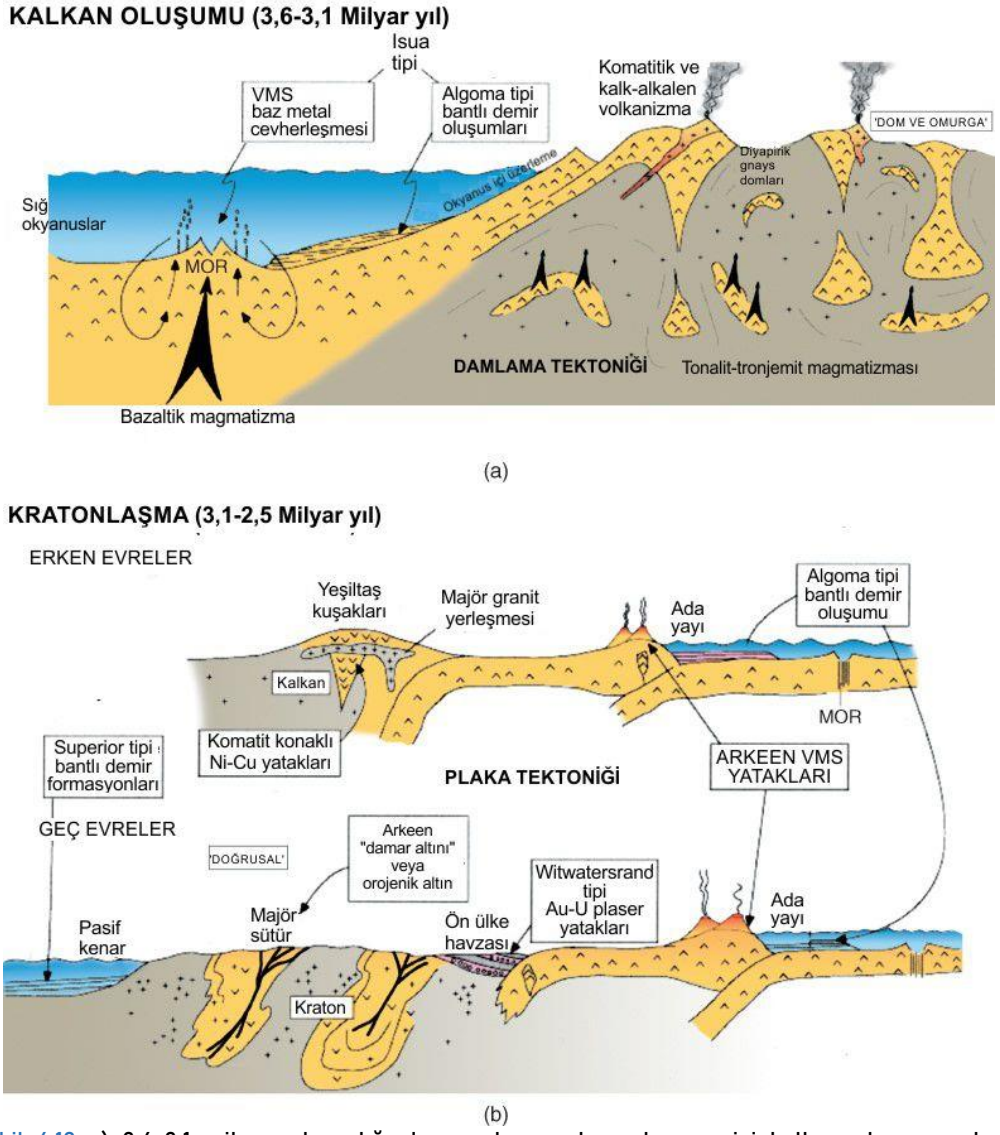
6.5.1.3 Kalkan Oluşumu (3,1 milyar yıl öncesi)

Bu dönem yaklaşık olarak Paleoarkeen döneme denk gelir ve TTG plütonları şeklinde okyanus kabuğunun başlangıç aşamasındaki kıtasal kabuk ile birleşmesiyle karakterize edilir (de Wit vd., 1992; Choukroune vd., 1997). Arkeen kabuk evriminin bu aşaması genel, geniş TTG arazilerinde kalıntı olarak bulunan yüksek oranda deforme olmuş (okyanus) yeşiltaş kalıntılarını içeren erken kıtasal kalkan alanlarının gelişimi ile karakterize edilir (Şekil 6.12a). Bu yapılar genellikle "kubbe ve omurga" yapıları olarak adlandırılır. Ayrıca geleneksel levha tektoniğinin başlangıcından önce gerçekleştiği düşünülen süreçlerle de karakterize edilir (bkz. Alt Bölüm 6.4.3).

Yerküre'nin evriminin bu aşamasında oluşan cevherleşme türleri sınırlı olup, en iyi örnekleri daha önce Batı Grönland'ın Isua kuşağı için açıklanan yataklar şeklindedir. Algoma tipi bantlı demir oluşumları erken yeşiltaş kuşak topluluklarının ortak bir bileşeni olup, atmosferin düşük oksijen seviyelerini ve okyanus tabanındaki eksalatif aktiviteden kaynaklanan deniz suyundaki bol miktarda ferröz demiri yansıtır. Bu dönemde sığ okyanusların varlığı ve deniz tabanında eksalatif hidrotermal süreçlerin olasılığı, volkanojenik masif baz metal sülfit yataklarının oluşumuna yol açmış olmalıdır. Ancak, çok az örnek korunmuştur. Bunun bir istisnası, Batı Avustralya'daki Pilbara Kratonu'nun 3,46 milyar yıl yaşlı Warrawoona Grubu metavolkaniklerinde iyi korunmuş Big Stubby VMS yatağıdır (Barley, 1992).

6.5.1.4 Kratonlaşma (yaklaşık 3,1-2,5 milyar yıl)

Arkeen kabuk oluşumunun bu aşaması Mezo ve Neoarktik dönemlerle büyük ölçüde örtüşür (Şekil 6.12b). Bunun, Yerküre tarihindeki en verimli kabuk büyümesi dönemi olduğu öne sürülmektedir (Şekil 6.3b) ve aynı zamanda büyük küresel cevherleşme dönemidir. Bu zamanda aktif olan süreçler Yerküre tarihinde daha sonra meydana gelenlerden farklı değildir. Başlangıç aşamasındaki levha yitimi, yay magmatizması, kıta çarpışması ve riftleşme ve kratonik sedimentasyon süreçlerini içermekteydi. Şekil 6.12b'de iki taslak sunulmuştur. İlk alt aşama, daha önce oluşturulmuş bir kıtasal kalkan üzerine ada yaylarının art arda toplanmasını ve büyük granit batolitlerin sokulmasıyla ikincisinin stabilizasyonunu göstermektedir. Daha sonraki bir alt aşama, her biri büyük kenet



Şekil 6.12 a) 3,6-3,1 milyar yıl aralığında meydana gelen, okyanus içi kalkan oluşumu olarak adlandırılan Arkeen kabuk evriminin erken aşaması. Bu dönemde cevherleşme esas olarak okyanus tabanı eksalatif süreçler ve Algoma tipi bantlı demir oluşumları ile sınırlı görünmektedir. (b) 3,1 ila 2,5 milyar yıl önce meydana gelen kıta içi ve kıtalar arası kraton oluşumu olarak adlandırılan Arkeen kabuk evriminin sonraki aşaması. Bu dönemde cevherleşme süreçleri çeşitli olup, damar veya orojenik altın, VMS Cu-Zn, paleoplaser Au-U, Algoma ve Superior tip demir cevherleri ve konak kayası komatit olan Ni-Cu yatakları dahil olmak üzere birkaç önemli cevher yatağı tipinin oluşumuyla sonuçlanmıştır (de Wit vd., 1992'den).

zonlarıyla (muhtemelen fosilleşmiş yitim veya yay çarpışması bölgeleri) sınırlanan ve hem aktif hem de pasif sınırlarla çevrelenmiş, doğrusal yerleşimli sayısız araziden oluşan Arkeen kratonlarının varlığını öngörür. Kraton içi sedimentasyon bölgeleri de bu gelişim

aşamasında öngörülmektedir. Bu senaryo, örneğin Kanada'nın Superior Eyaletinde (Choukroune vd., 1997) ve Batı Avustralya'nın Yilgarn Kratonu'nda gözlemlendiği gibi Arkeen kabuğunun geometrisiyle tutarlıdır.

Metalojenik bir bakış açısından, Arkeen'in kabuk evriminin bu aşaması çok çeşitli cevher oluşum süreçlerine yol açmıştır (Şekil 6.12b). Levha yitimi ile ilişkili yaylar ile bağlantılı volkanizma zamanın yığışan alanlarına büyük hacimlerde magma katkısı sağlamıştır. 3,1-2,5 milyar yıl döneminde oluşan iyi cevherleşme içeren kıtasal kabuk örnekleri, Kanada'nın Superior Eyaleti'ndeki granit-yeşiltaş kuşakları ile Yilgarn ve Zimbabve kratonlarında gözlenmektedir. Yeşiltaş kuşakları Superior Eyaleti'nin Abitibi yeşiltaş kuşağındaki Kidd Creek ve Noranda'da bulunanlar gibi çok sayıda önemli VMS Cu-Zn cevher kütlelerine ev sahipliği yapmaktadır. Açık denizde daha uzak ortamlarda kimyasal sedimentasyon, yine Abitibi yeşiltaş kuşağındaki Adams ve Sherman yataklarını içeren Algoma tipi bantlı demir oluşumlarına yol açmıştır. Bu zamanda oluşturulan yeşiltaş kuşakları ayrıca magma karışımı ve kirlenmesi için uygun koşullar altında Batı Avustralya'daki Kambalda ve Zimbabwe'deki Truva gibi yataklar oluşturmak üzere karışmayan Ni-Cu-Fe sülfit fraksiyonlarını ayrıştıran komatitik bazaltları da içerir. Sıkıştırma deformasyon dönemleri sırasında ve hemen sonrasında ana sütur zonları ya metamorfik gaz çıkışı ya da geç orojenik magmatizmadan türeyen hidrotermal sıvı akışının odağı haline gelmiştir. Bu gelişme dünya çapındaki çoğu Mezo ve Neoarktik granit-yeşiltaş kuşaklarına özgü çeşitli ama yaygın orojenik altın cevherleşme tarzlarının oluşumuyla sonuçlanmıştır. Örnekler arasında Golden Mile, Batı Avustralya'nın Kalgoorlie bölgesi, Abitibi yeşiltaş kuşağının Hollinger-McIntyre yatakları, Barberton yeşiltaş kuşağının Sheba-Fairview yatakları ve Zimbabwe'deki Freda-Rebecca madeni gibi önemli yataklar sayılabilir. İlginç bir şekilde, orojenik altın yatakları açısından tercihen cevherleşmiş olan kayaçlar geç Arkeen yaşlıdır (2,8-2,5 milyar yıl) .

Genellikle ön ülke havza ortamında kraton içi erken sedimentasyon tarzları Güney Afrika'daki Witwatersrand havzası tarafından temsil edilen altın ve uraninit zenginleşmelerine yol açmıştır. Bu cevherleşmenin en azından bir kısmı plaser kökenlidir ve verimli bir Arkeen iç ülkesinin aşınmasıyla elde edilmiştir. Bu erken kıtaların pasif kenarları üzerine yanal olarak geniş Superior tipi bantlı demir oluşumlarının çökeldiği istikrarlı platform ortamları geliştirmiştir. Sırayla Batı Avustralya ve Güney Afrika'nın Hamersley ve Transvaal havzalarında, Minnesota'nın Mesabi kuşağında olduğu gibi, demir cevherlerinin biriktirilmesi için çok önemli bir dönem, 2,5 milyar yıl civarında Arkeen-Proterozoyik sınırında gerçekleşmiş olduğu görünmektedir. Bu sırada kabuk hem kalın hem de katıydı.

6.5.2 Proterozoyik Üstzamanı

2,5 milyar yıl gibi bir zaman dilimi kıtaların hacmindeki ve bileşimindeki, tektonik rejimlerdeki ve atmosferik yapıdaki değişiklikleri içeren, kabuk evriminin doğasında büyük bir geçişi temsil eder. Zamana bağlı metalojenik modellerden de (Şekil 6.1) açıkça görüldüğü gibi, bu evrimsel değişiklikler cevher oluşturma süreçlerini ve özelliklerini etkilemiştir. Proterozoyik Üstzamanı 2,5 milyar ila 541 milyon yıl arasında geniş bir jeolojik zaman dilimini kapsamaktadır. 1,8 ile 1 milyar yıl arasındaki dönem orojenik ve/veya magmatik-hidrotermal yatak türlerinin görece az olduğu, ancak kıta içi sedimenter havzalarda ve anorojenik magmatik komplekslerde bol miktarda cevherlerin bulunduğu periyodu kapsar (Şekil 6.1). Bu modelin nedenleri çok yönlüdür bir genelleme olarak daha yüksek derecede kıtasal duraylılık ve Nuna ve Rodinya gibi uzun ömürlü süper kıtaların varlığıyla ilgilidir (Zhang vd., 2012; Nance vd., 2014). Proterozoyik Üstzamanı'nın başlangıcında

(Şekil 6.3b) önemli miktarda kıtasal kabuk mevcut olmalıdır ve alt bölüm 6.3.2'de açıklandığı gibi, ilk gerçek süper kıta Nuna'nın bu sırada ortaya çıktığı yaygın olarak kabul edilmektedir.

Jeolojik süreçler Yerküre tarihinin sonraki dönemlerinden önemli ölçüde farklı olmasa da, 1,8 ile 1 milyar yıl arasındaki dönem anorojenik magmatizma ve kıtalar arası havza çökelmesi ile ilgili maden yatakları içermektedir (Şekil 6.1). Üç Proterozoyik dönemin metalojenik özellikleri aşağıda daha ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

6.5.2.1 Paleoproterozoyik Çağ (2,5-1,6 milyar yıl)

Metalojenik bir bakış açısından 2,5 ila 1,6 milyar yıl arasındaki dönem atmosferde meydana gelen büyük değişiklikler, özellikle atmosferik oksijen seviyelerinin 2,3 milyar yıl civarında yükselmesi nedeniyle önemlidir (Şekil 6.8). Bu zamandan önce oksijenin en büyük yutağı, fotosentetik olarak üretilen serbest oksijenin volkanik gazlar, karbon ve ferröz demirin oksidasyonu tarafından tüketildiği, indirgenmiş derin bir okyanustu. Bu ortamda hem Algoma hem de Superior tipi demir yataklarının yaygın şekilde korunmasından da anlaşılacağı üzere, tabakalı mangan cevherlerinin yanı sıra bantlı demir oluşumları da gelişmiştir. 2,3 milyar yıl önceki oksijen devrimi sırasında yüzey ortamındaki ferrik/ferröz demir oranındaki artış ve buna eşlik eden okyanusların çözünebilir demir içeriğindeki azalma, bu süreden sonra daha az BIF oluşumuna neden olmuştur (Şekil 6.8). Uraninit ve pirit gibi kolayca oksitlenebilen minerallerin kararlılığı da bir dereceye kadar atmosferdeki oksijen seviyelerine bağlıdır ve bu nedenle büyük Witwatersrand tipi plaser yataklarının yaklaşık 2 milyar yıl zamanından sonra oluşmaması önemlidir. Sadece redoksa duyarlı cevher oluşum süreçlerini etkileyen bu tekrarlı değişikliklerin yanı sıra, Paleoproterozoyik'te oluşan maden yataklarının türleri, aşağıda da açıklandığı gibi, zamanın kabuksal evrim modellerini yansıtır.

Paleoproterozoyik Üstzamanı boyunca geçerli olan metalojenik desenlerde Superia ve Sclavia ile Nuna topluluğunun yaklaşık 2,1 ve 1,8 milyar yıl önce (alt bölüm 6.3.2 ve şekil 6.5) parçalanmasının etkin olduğu orojenik süreçler baskın olmuştur. 2 ila 1,7 milyar yıl önce Superia'nın dağılmasına Trans-Hudson, Yavapai-Mazatzal ve Svecofennian orojenlerine yol açan levha hareketleri eşlik etmiştir. Bunlar, içinde Kanada'daki Flin Flon, Arizona'daki Jerome ve İskandinavya'daki Skellefte (İsveç)-Lokken (Norveç) gibi VMS Cu-Zn yataklarının korunduğu yeni kabuk oluşturmuştur. Nuna'da başka yerlerde, örneğin Zimbabwe'de 2,575 milyar yıl civarındaki riftleşme (Oberthür vd., 2002) önemli Cr ve platin grubu element (PGE) rezervleriyle Great Dyke'ın sokulumuna yol açmıştır. Kaapvaal Kratonu'nda 2,055 milyar yılda birinci sınıf PGE, Cr ve Fe-Ti-V rezervlerine sahip devasa Bushveld kompleksi ve içerdiği Cu-P-Fe-NTE cevherleşmesi ile Phalaborwa alkali kompleksi yerleşmiştir. Batı Afrika'da 2,1 ile 1,9 milyar yıl arasındaki dönemde Eburne orojenezi sırasında geniş kapsamlı orojenik altın cevherleşmesinin eşlik ettiği, önemli ölçüde genç kabuk gelişmiştir. Avustralya Barramundi ve güney Afrika Kheis orojenleri Nuna'nın büyümesine katkıda bulunan olaylardır ve örneğin, ikinci olay bölgede Namibya'daki Haib porfiri Cu yatağına ve Kaapvaal Kratonu'nun batı kenarı boyunca küçük MVT tipi Pb-Zn yataklarına yol açmıştır.

Nuna'nın birleşmesini 1,8 ila 1,5 milyar yıllar arasında uzun bir kratonal kararlılık dönemi takip etmiştir. Bu dönemde kenar denizel sedimenter havzalarda doğu Avustralya'nın (Mount Isa, Broken Hill ve McArthur Nehri) ve Güney Afrika'nın (Aggeneys ve Gamsberg) dünya çapında SEDEX Pb-Zn cevherlerinin konak kayaları çökelmiştir. Kanada'daki Athabasca havzasının çökelmesi yaklaşık 1,7 milyar yıl önce oluşmuştur. Bununla birlikte, sonuncudaki çok zengin uranyum cevherlerinin epijenetik olduğu ve muhtemelen 1,5 ile 1 milyar yıl arasındaki sıvı akışının

sonraki dönemlerinde oluştuğu unutulmamalıdır (Hecht ve Cuney, 2000). Anorojenik magmatizma Nuna zamanlarında yaygındı. Örneğin, Güney Avustralya'da devasa magmatik-hidrotermal Olympic Dam demir oksit-Cu-Au-U yatağına ev sahipliği yapan 1,59 milyar yıllık Roxby Downs granit-riyolit kompleksi (Johnson ve Cross, 1995) yerleşmiştir. 1,88 milyar yıldaki anorojenik granit magmatizması Brezilya, Carajas'ın dev yataklarında IOCG tarzı cevherleşmenin (Estrela; Volp, 2005 gibi) sonraki aşamalarına da yol açmış olabilir.

6.5.2.2 Mezoproterozoyik Dönem (1,6-1,0 milyar yıl)

Nuna'nın dağınık parçaları 1,4 ila 1 milyar yıl önce Grenvillian orojenleri tarafından Mezoproterozoyik'te Rodinya olarak yeniden bir araya gelmeye başlamıştır. Rodinya'yı ortaya çıkaran olaylar az sayıda birinci sınıf maden yatağını korumuştur. Bunun nedenleri tam olarak anlaşılmış olmasa da, muhtemelen yüzen kıtaların inşası ve cevherleşmiş üst kabuğun aşındırılarak uzaklaştırılmasıyla ilgilidir. Mezoproterozoyik'te oluşan yataklar tipik olarak yitim süreçleriyle ilgili olmadıkları için genellikle "anorojenik" olarak adlandırılırlar. Örneğin, Güney Afrika'da bu zamanda cevherleşme 1,22-1,03 milyar yıllar arasında Namaqualand kuşağındaki Okiep bakır bölgesinin derin yerleşimli mafik intrüzyonlar ile ilişkili magmatik Cu-sülfit cevherleri ile temsil edilmektedir (Robb vd., 1999). Başka yerlerde, özellikle 1,5-1 milyar yıllık dönemde, büyük hacimlerde anorojenik magmatizma ev sahibi kayalara güney Kaliforniya'dan Labrador'a ve İskandinavya'ya uzanan bir kuşakta bulunan çoğu maden yatağına ev sahipliği yapan kayaları oluşturmuştur (Windley, 1995). Örneğin, Adirondacks ve Marcy masifinin büyük magmatik Fe-Ti (ilmenit) cevher kütlelerinin, Quebec'te yaklaşık 1,06 milyar yıl yaşlı Lac Tio yatağının ve GB Norveç'in 0,92 milyar yıl yaşlı Tellnes yatağının konak kayaları gabro-anortozit intrüzyonlarıdır (Charlier vd., 2015). Aynı kuşak ayrıca Missouri'nin yaklaşık 1,48 milyar yıl yaşlı St Francois dağlarındaki gibi Fe-Au-NTE kaynaklarının oluşumunu sağlayan alkali granit-riyolit kompleksleri de içerir (Denison vd., 1984). Bu temel aşınarak kuzeybatı ABD'de 1,44 milyar yıl yaşlı Belt Havzası'nda bulunan Sullivan Pb-Zn SEDEX yatağının (British Columbia, Kanada) konak kayası olan çökelleri oluşturmuştur. Buna ek olarak, antik Rodinya'da yaklaşık 1,1 milyar yıl yaşlı kıta içi riftleşme Michigan'dan Kansas'a uzanan, rift sedimentleri ile örtülmüş, kalın bir bimodal bazalt-riyolit volkanik dizisi ile doldurulmuş, 2000 km uzunluğundaki Keweenawan kıta içi riftin oluşumuna yol açmıştır. Michigan'daki stratifom Cu-Ag White Pine yatağının konak kayaları bu kıtasal riftte oluşmuştur.

6.5.2.3 Neoproterozoyik Dönem (1-0,54 milyar yıl)

Neoproterozoyik süper kıta Rodinya'nın yaklaşık 1 milyar yıl önce oluşumuyla başlamıştır. Nuna gibi Rodinya da uzun ömürlü olmuş ve 250 milyon yıldan uzun süren durağan bir dönemden sonra kısmen parçalanmaya başlamıştır (bkz. Alt bölüm 6.3.2). Rodinya'nın önemli bir kısmı daha sonra Pan-Afrika orojenezi sırasında büyük Gondwana kara kütlesini (veya Pannotia) oluşturmak üzere Proterozoyik'in (541 milyon yıl) sonuna doğru yeniden bir araya gelmiştir (Şekil 6.6b). Bu aşamada doğu ve batı Gondwana'nın birleşmesi gerçekleşmiş ve bu büyük kıtasal kütle, kutup enlemlerinde ve ekvatoral bir konumda bulunan Laurentia'dan Iapetus denizi ile ayrılmıştır.

Gondwana'nın birleşimi ayrıntıda uzun ömürlü ve çok evreli bir süreçti. Yaklaşık 750 ila 550 milyon yıl arasındaki zamanda, en az iki ve bazı yerlerde dört büyük buzul çağı gelişmiştir. Bunlardan bir veya daha fazlası küresel çapa yakın düzeyde olup, ekvator enlemlerine kadar uzanmıştır. Neoproterozoyik "Kartopu Dünyası" kavramı (Harland, 1965; Hoffman vd., 1998) iklim değişikliğini anlamak açısından ve özellikle Prekambriyen-Kambriyen sınırındaki organik yaşamın çoğalması ve çeşitlenmesi açısından

önemli sonuçlar taşımaktadır. Küresel buzullaşmaların Neoproterozoyik Üstzamanı'ndaki maden yataklarının doğası ve oluşumu üzerinde de etkileri vardır.

Neoproterozoyik'in ana maden yatakları Gondwana kıtasının kararlılığı ile bu dönemde hüküm süren küresel buz örtüsü ve buna eşlik eden anoksik koşulları yansıtır. Kuzeybatı Kanada ve Güney Avustralya'nın sırayla 750-725 milyon yıl Rapitan ve Sturtian buzul kayaları ile ilişkili, geniş çaplı demir taşı cevherlerinin, o dönemde oluşan geniş kıtasal ve okyanusal buzul tabakaları ile birlikte indirgenmiş okyanus sularında kıyı ötesi hidrotermal çıkışlardan türeyen ferröz demirin birikimi sonucu olduğu düşünülmektedir. Buzulların çekilmesi ve daha oksitleyici koşullara dönüş, kararsız ferröz demirin çözünmez ferrik demire dönüşmesine ve demir taşlarını oluşturmak üzere kırıntılı ve buzlu deniz kırıntıları ile birlikte okyanus suyu sütunundan ferrik demirin çökelmesine neden olabilir (Lottermoser ve Ashley, 2000). Daha da oksitleyici koşullar, art arda mangan oksitlerin veya karbonatların çökelmesine neden olabilir.

Benzer şekilde, 540 milyon yıl civarındaki Prekambriyen-Kambriyen sınırında, dünyanın çeşitli yerlerinde önemli miktarda fosfatlı tortul kaya (fosforitler) birikintilerinin gelişmesiyle sonuçlanan ilk büyük küresel fosfojenik olaylar meydana gelmiştir (Cook ve Shergold 1984; Filippelli 2008). Tortul demir cevherlerinde olduğu gibi, fosforitler derin, besin açısından zengin okyanus sularının sığ kıta sahanlıklarına yükselmesi ve karbonat-florapatitin eş zamanlı olarak şelf tabanına çökeltilmesiyle oluşur. Fosfat cevherlerinin oluşumu karmaşık bir süreç olmasına rağmen (bkz. Bölüm 5), 540 milyon yılda fosfojenez başlangıcının Neoproterozoyik'in sonuna doğru hüküm süren iklim koşullarıyla ilişkili olduğunu gösteren güçlü kanıtlar vardır. Dünya çapında pek çok fosforit yatağı, buzul çökeltilerinin hemen üzerini kaplar ve bu da fosfor açısından zengin okyanus sularının yükselişinin, bir Kartopu Dünyası senaryosuyla ilişkili deniz buzuyla kaplanmış durgun bir okyanusun dolaşımıyla sağlandığı düşündürür. Prekambriyen-Kambriyen fosfojenik olay aynı zamanda organik yaşamın çoğalması ve çeşitlenmesi ile çakışmaktadır ve bu zamanda gelişen organizmaların önemli bir kısmının kalsiyum fosfat iskelet yapıları gelişmiş olması dikkat çekicidir. Fosfor ayrıca evrensel bir besindir (oksijenden farklı olarak) ve Proterozoyik'in sonundaki okyanuslardaki ve Kambriyen'deki konsantrasyonu da organik yaşamın evrimi ile bağlantılı olabilir.

Orta Afrika Bakır Kuşağındaki geniş, tabakalı Cu-Co kırıntılı çökellere bağlı cevherleşmelerin oluşumu, Kartopu Dünyası'ndan etkilenen bir ortamda meydana gelmiş olarak kabul edilmektedir. Cevherleşmelere ev sahipliği yapan Katangan çökeltileri, ilkin kıta içi bir rift olan verimli bir Paleoproterozoyik temel üzerine çökelmiştir (Rainaud vd., 2005); bu riftin gelişimi hem Sturtian hem de Marinoan buzul olaylarıyla örtüşür. Örneğin, Katangan dizisinin Grand ve Petit Konglomera'ları, Sturtian ve Marinoan olayları ile ilişkili olan karbonatlarla kaplı buzul çökeltilerini temsil eder (Windley 1995; Master vd., 2005). Okside çözünebilen Cu ve Co akışı, belki de yerel temel kayadan türetilmiş, diyajenetik sıvılar çökelmenin buzul sonrası aşamalarında büyüme fayları boyunca ve havza boyunca göç ederken meydana gelmiş olabilir. Cevher sülfitlerinin çökelmesi, metal yüklü oksitlenmiş sıvılar, indirgenmiş tortular veya sıvılarla karşılaştığında meydana gelmiş olabilir (Greyling vd., 2005).

Geç Neoproterozoyik dönemlerde organik yaşamın çoğalması ve çeşitlenmesi, çokça karbon içeren çökellerin ilk önemli gelişimiyle sonuçlanmıştır. Buna bir örnek, Doğu Arap kalkanını çevreleyen ve Basra Körfezi'nin geniş Mezozoyik petrol ve gaz sahalarının bazı kaynak kayalarını temsil eden Hürmüz çökelleridir (Bölüm 5, Kutu 5.3; Windley, 1995). Neoproterozoyik dönem orojenik tip yatakların azlığı ile dikkat çeker (Şekil 6.1). Gondwana'nın birleşmesi sırasında kıtasal parçaların kaynaşmasını temsil eden kapsamlı Pan-Afrika orojenik kuşakları bile, dünya standartlarında VMS yatakları bakımından

yetersizdir. Bu cevherleşmerler dünyadaki Paleoproterozoyik orojenlerde nispeten bol miktarda bulunur. Namibya'daki Matchless amfibolit kuşağı, Fas'taki Bleïda ve Ducktown, Tennessee yatağı gibi birkaç küçük örnek de mevcuttur (Titley, 1993). Neoproterozoyik'te bu cevher türlerinin küresel kıtlığı belki de korunamadıklarından kaynaklanmaktadır.

6.5.3 Fanerozoyik Dönem

Daha önceki çağlarla karşılaştırıldığında, Fanerozoyik sırasında kabuksal evrim iyi anlaşılmıştır ve son 540 milyon yıldaki tektonik, kimyasal ve biyolojik süreçlerin yorumlanmasında büyük bir güvenilirlik bulunmaktadır. Bu dönemin ikinci yarısı, Mezozoyik ve Senozoyik dönemler, belki de geç Arkeen dönemi bolluğundan bu yana eşi görülmemiş, zengin bir maden yatakları gelişimi eşlik etmiş gibi görünmektedir. Ancak, bu durum uygun korunma koşullarıyla daha da belirginleşmiş olabilir. Fanerozoyik'te cevher oluşum süreçleri ve bunların Dünya'nın evrimi ile ilişkileri de oldukça iyi anlaşılmıştır ve aşağıda tartışılan bazı konularla ilgili ek ayrıntılar Nance et al. (1986), Larson (1991), Barley and Groves (1992), Titley (1993), Kerrich ve Cassidy (1994), Windley (1995), Barley vd., (1998), Groves ve Bierlein (2007) ve Cawood ve Hawkesworth (2015)'da verilmiştir.

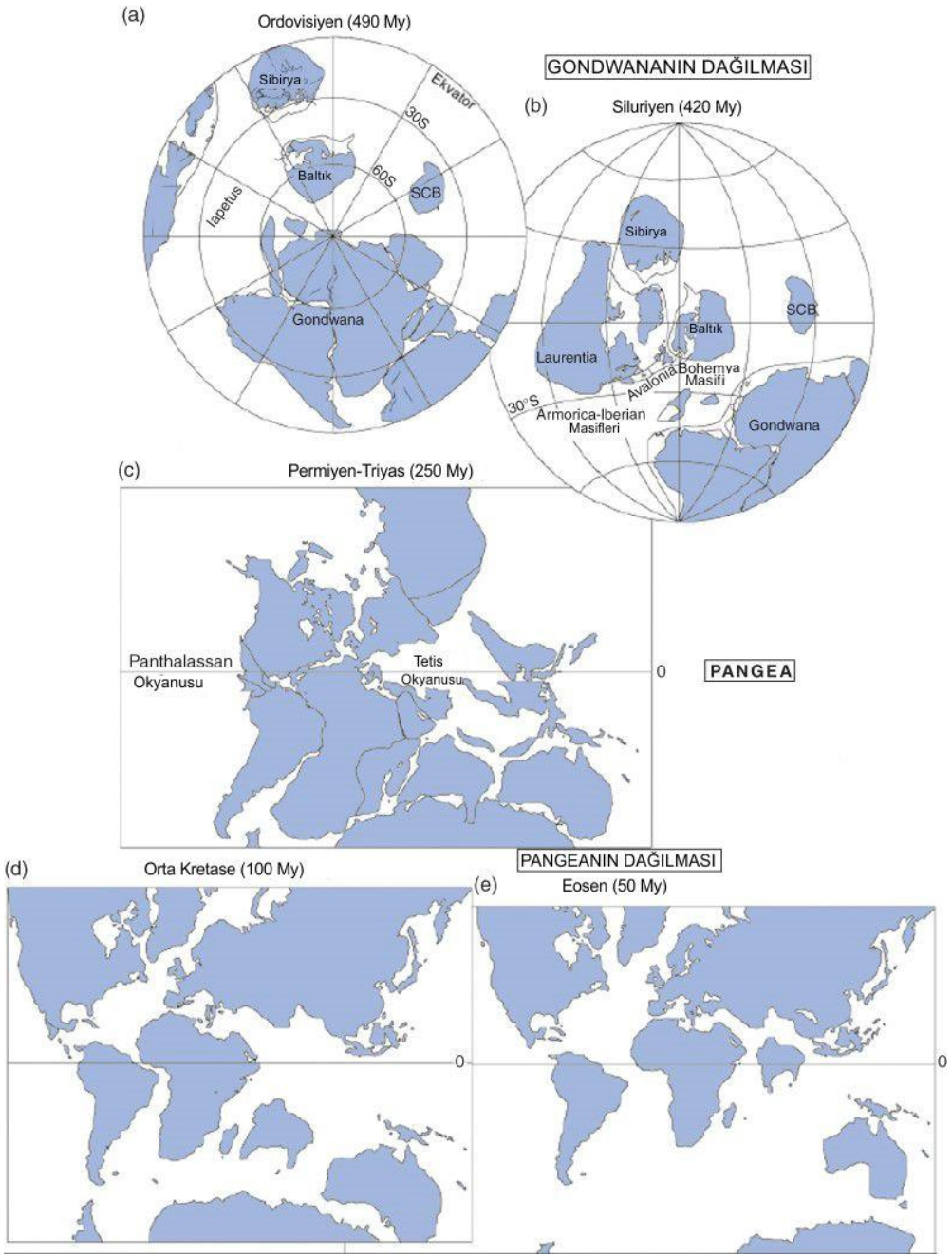
Fanerozoyik Üstzamanı'nın önemli bir bölümü, bir süper kıta döngüsünü yansıtan jeolojik süreçlere sahne olmuştur. Bu döngü erken Paleozoyik'de Pannotia ve Gondwana'nın dağılmasıyla başlayan ve ardından Mezozoyik başlarında mevcut kıtasal malzemenin büyük bir kısmı birleşerek Pangea süper kıtasını oluşturmasıyla devam eden olaylar dizisini içerir. Fanerozoyik'in geri kalanı ise, Pangaea'nın dağılmasıyla günümüz kıtasal coğrafyasını oluşturan yeni bir döngünün başlangıcına tanıklık etmiştir. Görünüşe göre Pangaea'nın dağılma süreci günümüzde oldukça ileri aşamaya ulaşmıştır (Nance vd., 1986). Mevcut levha hareketleri önümüzdeki 100-200 milyon yıl içinde kıtaların önemli bir kısmının yeniden bir araya getirilmesiyle sonuçlanacaktır (Şekil 6.11). Devam eden kıtasal birleşmeler gelecekte Hint-Avustralya levhasının (daha önce doğu Gondwana'nın bir parçasıydı) Baltık-Sibirya (şimdiki adı Avrasya levhası olarak anılır) ile çarpışması ve Akdeniz'in kapanması gibi süreçleri daha da ileriye taşıyacaktır.

Daha önce bahsedildiği gibi, yaklaşık 725 milyon yıl önce Laurentia'nın Rodinya'dan ayrılması ve diğer kıta parçalarının dağılması (Şekil 6.4 ve Şekil 6.6) Proterozoyik Üstzamanı'nın sonunda Gondwana'nın (veya Pannotia) ilk bileşenlerinin bir araya gelmesine yol açmıştır. Pannotia'nın dağılması Kambriyen-Ordovisyen dönemlerinde başlamış (Şekil 6.13a) ve 650-580 milyon yılda sonradan Godwana olan kesmimlerde bir süper sorgucun gelişimiyle kolaylaştırılmış olabilir (Torsvik vd., 1996). Bunun kanıtı majör dayk sürülerinin oluşumunda görülmektedir. Laurentia, Paleozoyik döneminin başlarında Baltik ve Gondwana'dan uzaklaşırken Iapetus Okyanusu oluşmuştur. Kıtasal friborddaki azalma, deniz seviyesindeki yüzselim ve denizel transgresyon olayları kıtasal parçalanma desenine eşlik etmiştir (Şekil 6.11). Bunu, Devoniyen'den Karbonifer zamanlarına (yaklaşık 420-300 milyon yıl) kadar devam eden havza kapanması, kıtacıkların birleşmesi ve granitoid magmatizması izlemiştir. Bu çarpışma ve kıtasal birleşme aşaması, Iapetus'un Baltık ve Avalonia'nın (yani İngiltere, Galler, güney İrlanda ve doğu Newfoundland'ı kapsayan küçük bir bölgenin) daha düşük enlemlere doğru hareket etmesi ve geç Silüriyen dönemlerinde Laurentia ile çarpışması nedeniyle hızlı tüketilmesiyle başlamıştır (Şekil 6.13b). Bu çarpışma aşamasını yansıtan orojenler İskandinavya ve İskoçya/İrlanda'da Kaledonya ve ABD'nin doğusunda Appalachian olarak isimlendirilir. Gondwana'nın alt enlemlere kayması, Devoniyen ve Karbonifer döneminde Rheik Okyanusu'nun kapanmasına ve en sonunda Karbonifer - Permiyen dönemlerinin sonlarında Laurentia - Avalonia - Baltık ile

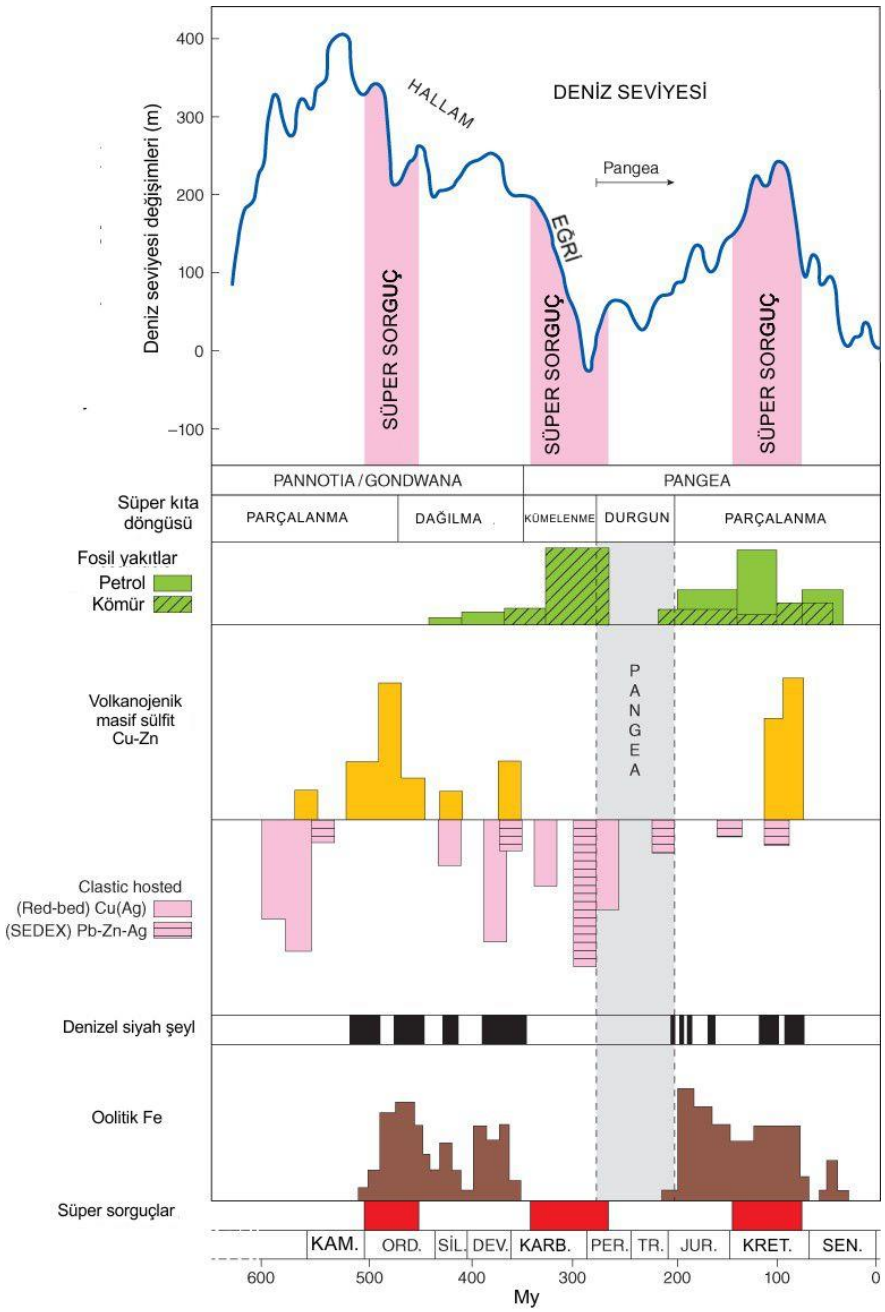
çarpışmasına yol açmıştır. Bu karmaşık ve çok fazlı çarpışmalar, günümüz Avrupa'sında Variscan ve Hersiniyen orojenleri (terimler esasen eşanlamlıdır) ve doğu ABD'de Alleghanian orojenezi olarak anılır. Kıta birleşmesi Urallar kenedi boyunca Sibirya'nın Baltık'a katılmasıyla Permiyen dönemine kadar devam etmiş, ardından Pangea süper kıtası esas olarak oluşmuştur (Şekil 6.13c).

Pangaea'nın dağılması, maksimum birleşme aşamasına ulaştığı Triyas döneminden kısa bir süre sonra günümüzden yaklaşık 230 ± 5 milyon yıl önce başlamıştır (Veevers, 1989). Bu nedenle, erken Neoproterozoyik döneminin çoğunda varlığını sürdürmüş olan Rodinya ile karşılaştırıldığında Pangea kısa ömürlü bir süper kıta olarak kabul edilebilir. Bunun olası nedenlerinden biri, Karbonifer ve Permiyen dönemlerinin sonlarında (320-250 milyon yıl önce) yaklaşık 70 milyon yıldır var olan bir süper sorguç veya sorguçların gelişimi olabilir. Bu zaman aralığı aynı zamanda uzun süreli ters manyetik kutuplaşma evresiyle de çakışmaktadır (Larson 1991). Jeolojik olarak, bu durumun etkileri okyanus kabuk oluşumunda ve küresel volkanizmadaki artışlarla (örneğin, Sibirya kıtası taşkın bazaltları bölgesi ve ayrıca Orta Atlantik Magmatik Bölgesi'ndeki volkanik faaliyetler), artan atmosferik sera gazı üretimi (ilişkili ısınma ve biyolojik zenginleşme ile birlikte) ve petrol ve kömür içeren çökellerde artış şeklinde görülmektedir (Şekil 6.14). İlk ayrılan kara kütleleri sorguç ile ilgili ilk riftleşmeden 70 milyon yıl sonra, yaklaşık 180 milyon yıl önce Jura'da Gondwana'dan ayrılan Laurentia idi. Batı ve Doğu Gondwana da ayrılmaya başladı. Bu sırada, proto-Hint Okyanusu'nun gelişmesi ve Karoo volkanik provensinin lav püskürmeleri meydana gelmiştir. Atlantik Okyanusu'nun açılması özellikle erken Kretase'de (yaklaşık 130 milyon yıl) önemli olup, bu genişleme evresinde sırayla Namibya ve Brezilya'daki Etendeka-Parana provenslerinin kıtasal taşkın bazalt volkanizması gözlenmektedir. Pangea'nın devam eden dağılması, orta Kretase'de 120 ila 80 milyon yıl önce ikinci bir süper sorguç olayına dayanmaktadır (Şekil 6.13d ve 6.14). Bu olayın kanıtı, 40 milyon yıllık sabit, normal manyetik kutupluluğun yanı sıra okyanus kabuğu oluşumu, östatik deniz seviyesi, atmosferik sıcaklıklar, organik üretkenlik ve siyah şeyl birikiminde beklenen artışlarda da görülmektedir. Batı Pasifik'in büyük okyanusal platoları (örneğin Ontong-Java), yükselen deniz seviyesiyle oluşmuş geniş kıta sahanlıklarında besin arzı ve organik üretkenlikteki dalgalanmalarla ilgili önemli küresel petrol rezervlerinin gelişiminde olduğu gibi, bu Orta Kretase olayının magmatik bir yansımasıdır (Larson 1991). Sorguç sonrası dönemlerde geç Kretase, Hint-Avustralya'nın Antarktika'dan son ayrılışı gerçekleşmiştir (Şekil 6.13e). Burada Hint-Avustralya parçası kuzeye doğru itilmiş ve Avrasya ile kıta-kıta çarpışmasına ve erken Senozoyik'te Himalaya orojenezinin başlangıcına neden olmuştur. Güney Avrupa'nın Alpin orojenezi Himalaya'daki muadili ile aşağı yukarı çağdaş olup, Tetis Okyanusu'nun kapanmasından sonra Afrika ve Arap plakalarının Avrasya ile çarpışmasından kaynaklanmıştır.

Pangea'nın Mezozoyik-Senozoyik'teki dağılmasının önemli bir bileşeni, Kuzey ve Güney Amerika'nın batı kenarları boyunca Kordiller ve And orojenlerine eşlik eden yeni kabuğun oluşumunda kendini göstermektedir. Batı Pangea'nın okyanus-kıta geçişi boyunca uzanan bu devasa ve karmaşık orojenik kuşak (Şekil 6.13c) eski Panthalassan Okyanusu'nun (şimdi doğu Pasifik), Laurentia (şimdi Kuzey Amerika), Cocos plakası (şimdi orta Amerika) ve parçalanmış batı Gondwana'nın (şimdi Güney Amerika) altına dalması ve yer değiştirmesi sonucu meydana gelmiştir. Pangea zamanlarında Kuzey Amerika'nın batısında bir ada yayı uzanıyordu ve bu, Mezozoyik Çağ'da Kuzey Amerika'nın altındaki birkaç bin kilometrelik Panthalassan Okyanusu'nun kapanması sırasında, diğer birçok egzotik kıtacık ile birlikte kıta kenarına eklenmişti. Bu yitimden kaynaklanan muazzam kıtasal magmatik yay, Kordiler'in 130-80 milyonluk granit batolitlerine ve felsik volkanik kayalara (Sierra Nevada batoliti gibi)



Şekil 6.13 Fanerozoyik Üstzamanı'nda Gondwana ve Pangaea dağılımının paleocoğrafik desenleri. (a) ve (b) Erken Ordovisiyen ve Silüriyen'de iki rekonstrüksiyon. Kaynak: Torsvik vd. (1996). (c) Permiyen-Triyas'ta Pangea'nın en yoğun birleşimini gösteren bir rekonstrüksiyon. (d) ve (e) Pangea dağılmasının Orta Kretase ve Eosen'deki durumları. Kaynak: Windley (1995).



Şekil 6.14 Zamanla ve Phanerozoyik süper kıta döngüsü ile ilişkili olarak çeşitli farklı cevher türlerinin oluşum sıklığı (göreceli bolluklar cinsinden). Kaynak: Titley (1993)'de Nance vd. (1986), Larson (1991), Hallam (1992) ve Barley vd. (2005)'nden alınan bilgilerden değiştirilmiş olarak.

yol açmıştır. Öncekine göre daha sığ bir açıda da olsa devam eden yitim ve erken Senozoyik sırasında kabuk kalınlaşması, metamorfik çekirdek komplekslerinin genişlemesini ve yüzeylemesini sağlamıştır. Laramid orojenezi (80-40 milyon yıl) sırasında devam eden yitim, magmatik yayı beslemeye devam etmiş ve bu sırada çok sayıda, metalojenik açıdan önemli, I-tipi granit batolitleri yerleşmiştir. Geç Eosen-Oligosen'de yitim azalırken, magmatik yay batıya doğru göç ederek devam eden kalk-alkali magmatizmaya neden olmuştur. Termal çöküş Neojen'de başlamış ve sonuçta kabuksal genişlemeye nihayetinde Havza ve Sırt bölgesinin oluşumuna yol açmıştır. Güney Amerika'da And evrimi buna benzemekle birlikte kuzeye gidildikçe daha az karmaşıklaşmakta ve aynı zamanda daha küçük ölçekli bir yığışım ve kabuk uzantısı ile karakterize edilmektedir. Nazca levhasının geç Kretase'de Paleozoyik tortul kenarın altına dalması, arkasında yay gerisi çökeliminin meydana geldiği bir volkanik yaya yol açmıştır (Lamb vd., 1997). Bu yay Batı Kordiller'i oluşturan ve Peru, Bolivya ve Şili'deki polimetalik cevherleşmenin önemli porfiri ve epitermal stillerini barındıran volkanik yapılara yol açan uzun süreli magmatizma bölgesidir. Devam eden yitim, dâhili sıkıştırma gerilmelerini aktarmış ve şimdi Doğu Kordiller olarak anılan yerde ince bir kıvrımı ve bindirme kuşağını oluşturmuştur. Geç Oligosen'de kabuk daha da kısalmış ve yükselme Altiplano olarak bilinen (baskın olarak) Miyosen yaşlı çakıl ve Red-bed serilerinden oluşan kalın bir tortul plato oluşturmak üzere dağ kuşağının hızlı erozyonuna yol açmıştır. Dalma-batma ile ilişkili volkanizma bu dönemde Batı Kordiller'de devam etmiştir. Bu da yüksek And Dağları'nı oluşturmuş ve daha sonra Altiplano havzasına ve batıya kıyı ovasına çökel vermek üzere erozyona uğramıştır. Daha doğuda Altiplano'nun altındaki kabuk erimesi ve bazal litosferin konvektif olarak uzaklaştırılması sonucu erken Miyosen'de magmatizma başlamıştır (Lamb vd., 1997). And Dağları'nın hidrostatik olarak yüzdürülmesi ve yükseltilmiş profili günümüzde Doğu Kordiller'in altında Brezilya kalkanının batmasıyla sağlanmaktadır.

6.5.3.1 Fanerozoyik Tektonik Döngüleri ve Metalojeni

Yukarıda özetlendiği gibi, Fanerozoyik Üstzamanı'nın nispeten iyi tanımlanmış küresel tektonik döngüleri, zamansal metalojenik eğilimlerde de açıkça yansıtılmaktadır. Titley (1993), tabakaya bağlı (stratabond) cevherlerin dağılımının [örneğin VMS, konak kayası kırıntılı çökeller olan Pb-Zn (SEDEX) ve konak kayası tortul olan Cu (Red-bed) yatak tipleri] Pangaea birleşmesi ve parçalanması tektonik döngüleri ile ilişkili olabileceğini belirtmiştir (Şekil 6.14). Örneğin, VMS yataklarının tercihli gelişimi, kıtasal dağılmayla ilişkili yüksek deniz seviyesinin (yüksek konum) süper kıta döngüsündeki dönemlerle, yani erken Paleozoyik ve Pangea sonrası Mezozoyik dönemlerde Gondwana dağılmasıyla ilişkili görünmektedir. Bu ilişkinin, kıtaların parçalanmasına eşlik eden riftleşme, okyanus kabuğu oluşumu artışı ve hidrotermal eksalasyon süreçlerini yansıttığı düşünülmektedir. Benzer desenler tercihen aynı iki aralıkta, yani Ordovisyen-Devoniyen'de Gondwana dağılmasından sonra ve Pangea sonrası Jura-Kretase dönemlerinde meydana gelen organikçe zengin şeyller ve oolitik demir taşı cevherlerinin birikiminde de belirgindir (Şekil 6.14). Bu durumlarda artan eksalatif aktivite, karbondioksit üretimi, küresel ısınma ve organik üretkenlik, okyanuslarda siyah şeyl ve demir taşı çökelmesi için uygun koşullarla sonuçlanan, birbiriyle ilişkili süreçlerdir. Buna karşılık, SEDEX Pb-Zn-Ag ve Red-bed Cu türlerinin konak kayası kırıntılı çökeller olan ana metal cevherleri, tektonik döngünün farklı aşamalarında oluşma eğilimindedir. Bu cevherler tercihen maksimum kıtasal birleşme ve durgunluk zamanında, yani Prekambriyen-Kambriyen geçişi sırasında Gondwana'da ve geç Paleozoyik-erken Mezozoyik döneminde

Pangea'da gelişmiştir (Şekil 6.14). Süreçler açısından bu cevher türlerinin tercihen kraton içi riftleşme bölgelerinde ve deniz seviyesinin düşük olduğu dönemlerde tercihli olarak oluştuğu görülmektedir (Titley, 1993).

Yukarıda açıklanan Fanerozoyik süper sorguç olaylarından ikisi, zamanla artan organik üretkenlik ve fosil yakıtların oluşum dönemleriyle de ilişkilidir (Şekil 6.14). Süper sorguç olayları artan volkanik aktivite, sera gazı emisyonu ve küresel ısınma dönemleriyle bağlantılı gibi görünmekte ve bu da organik üretkenliği teşvik etmektedir. 120 ila 80 milyon yıl önce aktif olan orta Kretase süper sorgucu büyük ölçüde en düşük enlem Tetis deniz kıyısında çökelmiş; hacimli, organik açıdan zengin şeyllerin oluşumuyla çakışır. Bu şeyllerin dünyadaki petrol rezervlerinin yaklaşık % 60'ı ile kökensel olarak ilişkili olduğu düşünülmektedir (Larson, 1991). Benzer şekilde geç Karbonifer-Permiyen süper sorgucu 320 ila 250 milyon yıl önce oluşan dünya kömür rezervlerinin büyük bir kısmının, yine organik üretkenliğin arttığı ve deniz seviyesi yükselmesine karşılık gelen deniz suyu yükselmesiyle su altında kalmış kıta kenarları boyunca tropikal, bataklık koşullarının hüküm sürdüğü bir zamanda birikmesiyle ilişkilidir. Kıtasal sıcak noktalar veya tepeleri tıraşlanmış sorguçlar da muhtemelen alkali ve kimberlitik magmatizmanın tercihli gelişimi ile ilgili olup, Orta Kretase zamanlarında ve yine Senozoyik'te artan magmatik aktivitede yansıtılır. Cu-NTE-P-Fe-Au cevherleşmesi ve ayrıca elmaslar için önemli olan bu sokulmaların çoğu eski, duraylı kratonlarda bulunur ve sıcak nokta aktivitesiyle ilişkili uzama ve kabuk incelmesi sırasında yeniden aktive olmuş olabilecek eski çizgisellikler boyunca bulunur.

6.5.3.2 Fanerozoyik Metalojenisinin Zamana Bağlı ve Bölgesel Yönleri

Başlıca Fanerozoyik tektonik olayların bir sonucu olarak maden yatağı eğilimlerinin bir özeti, özellikle yakınsak kenar litosferinin metalojenik envanterinin zamanla ve her tektonik döngü ile arttığını ortaya koymaktadır (Barley vd., 1998). Maden yatağı türlerinin dağılımı da bölgesel bir özelliğe sahip olup, daha önce de belirtildiği gibi, farklı bölgelerdeki erozyonun boyutunu ve cevherlerin korunma potansiyelini yansıtabilir.

Amerika'nın yakınsak Mezozoyik-Senozoyik levha kenarları boyunca yeni kabuğun büyük ölçekli gelişimi, Paleozoyik dağılma aşamasında aynı ölçekte meydana gelmemiştir. Bu nedenle, orojenik magmatik-hidrotermal cevherlerin gelişimindeki döngüsel bir model, cevher oluşumu üzerindeki kontrollerin farklı olduğu stratabond yataklar kadar açık değildir. Örneğin, İskoçya'daki Kaledonitler gibi yakınsak sınırlar boyunca ekonomik olmayan örnekler tanınmasına rağmen, Paleozoyik çağda bilinen birkaç porfiri Cu-Mo tipi yatak vardır. Orojenik altın cevherleşmesi aynı zamanda genel olarak çarpışmalı orojenlerin geç aşamalarıyla da ilgilidir. Bu tarz altın cevherleşmesinin Kretase örnekleri Kaliforniya, Britanya Kolombiyası, Çin ve Yeni Zelanda'da belirgin olup, bu dönemde süper sorguç kopuşuyla ilişkili gelişmiş termal rejim ve magmatizma ile ilgili olabilir. Ayrıca, bu altın provenslerinin normal okyanus kabuğunun aksine, okyanus ortası sırtının battığı alanlarla bağlantılı olabileceği öne sürülmüştür. Soğuk okyanus kabuğunun normal batmasının hüküm sürdüğü dönemlere kıyasla sıcak kabuğun battığı senaryolar, dönemsel altın cevherleşmesi için gerekli anormal termal koşulların bir açıklaması olarak önerilmiştir (Haeussler vd., 1995).

Pangea'nın birleşme aşaması çok fazlı Paleozoyik Kaledonya-Apalaş orojenleri sırasında Avalonia-Baltık'ın Laurentia ile çarpışması ile başlamıştır. VMS yatakları New Brunswick'in Bathurst-Newcastle bölgesi, Newfoundland'ın Buchans bölgesi ve İskandinavya gibi örneklerde olduğu gibi, bu süreçlerin sonucu olarak gelişmiştir. New Brunswick'te ayrıca bazıları Sn-W-Mo-F

cevherleşmeleri içeren Devoniyen yaşlı granit örnekleri de vardır. Güneydoğu ABD'nin konak kayası karbonat olan MVT Pb-Zn yatakları da Appalaş orojenezi ile ilgili olup, bindirme cephesi temel sıvıları kıta kenarındaki karbonat platformuna atılarak epijenetik hidrotermal cevherleşmeye yol açtığı zaman oluşmuştur. Gondwana'nın hâlihazırda birleşmiş Laurentia-Baltık-Avalonia ile çarpışmasıyla oluşan Variscan orojenezi, konak kayası karbonat olan cevher kütleleri ile de karakterize edilir. Bunlardan bazıları, özellikle Navan'daki İrlanda yatakları, MVT ve SEDEX tipi Pb-Zn yatakları arasında geçiş tarzında olup, aynı zamanda sıkıştırmayla ilişkili, gravite ve tektonik etkili havza sıvı akışı ile de ilgilidir. Avrupa'nın Variskan orojenezi özellikle yaygın, 300-275 milyon yıl yaşlı, S tipi Sn-W-U granitleriyle ilişkisi açısından iyi bilinmektedir. Bunlar, İngiltere'nin güneybatısındaki Cornwall (Güney Crofty, St Just, vb.), Fransa'da Massif Central (Bellezane), Çek Cumhuriyeti'nin Bohemya masifi ve Portekiz (Panasqueira) gibi, tarihsel Avrupa maden bölgelerinin çoğunda iyi cevherleşmiş yataklardır. Avrupa'nın Variskan'ı ile ilişkili diğer yataklar Almanya'nın Devoniyen yaşlı Rammelsberg ve Meggen SEDEX tipi yatakları ve İber Pirit Kuşağı'ndaki (Rio Tinto, Neves Corvo, vb.) sayısız VMS yataklarını içerir. Pangea süper kıtasının varlığına eşlik eden, Permiyen-Triyas dönemindeki göreli duraylı dönemlerdeki kısa dönem, pek az maden yatağının oluştuğu bir aralıktır (Şekil 6.14). Bunun bir istisnası, Polonya ve Almanya'daki Permiyen Kupferschiefer'ın konak kayası kırmızı tabakalar olan tabakalı Cu-Ag cevherleridir.

Pangea sonrası parçalanma ve orojenez ile ilişkili cevherleşme hem hacimli hem de yaygındır. Bunun istisnaları, dünya çapında herhangi bir cevher yatağından yoksun görünen kıta-kıta çarpışmasının ürünleri gibi Himalaya orojenezinden etkilenen bölgeler olabilir. Örneğin Pakistan'ın Karakurum Dağları zengin süstaşı yatakları (Hunza bölgesinin yakutları gibi) içermekle birlikte sadece küçük MVT ve damarla ilgili değerli ve baz metal türü cevherlerin yanı sıra birkaç küçük hidrotermal uranyum yataklarının oluşumunu da içerir (Windley, 1995). En önemli tabakalı cevherleşme ve konak kayası ofiyolit olan cevherleşme Himalaya orojenezinde yakalanan kayalarda bulunur ise de, cevher oluşum süreçleri muhtemelen orojenezden önce gelişmiştir. Alpin orojenezinden etkilenen bölgeler daha az cevherleşmiş olmakla birlikte bazı bölgeler zenginleşmiş olabilir. MVT tipi Pb-Zn yataklar Doğu Alpler ve Kuzey Afrika'nın orta Triyas kireçtaşlarında bulunur. Güneydoğu Avrupa'nın Karpat yayı, İran'daki Sar Cheshmeh ve Sırbistan'daki Bor gibi porfiri Cu-Mo tarzlarında cevherleşme içerir ve ayrıca epitermal altın cevherleşmesi için önemli bir potansiyeli vardır. Kıbrıs (Trodos), Arnavutluk ve Türkiye gibi yerlerde okyanus tabanının üzerlemiş kalıntılarında konak kayası ofiyolit olan önemli VMS Cu-Zn ve kromit cevherleşmesi gözlenmektedir. Ancak, bu yatakların muhtemelen Alpin orojenezinden önce gelişen cevherleşme süreçleriyle ilgili olduğu düşünülmektedir.

Batı Amerika'daki And ve Cordilleran orojenleri dünyanın en büyük metal zenginleşmelerini içerir. Bu orojenler bir uçtan diğerine yaygın bir şekilde cevherleşmişlerdir. Kuzey Amerika'da karaların birleştiği Jura-Kretase döneminde küçük VMS-tipi Cu-Zn yatakları ve Kaliforniya, İngiliz Kolombiyası ve Meksika'da bulunan okyanus materyalinde barındırılan "ana damar" hidrotermal altın sistemleri oluşmuştur. Mezozoyik ve erken Senozoyik plütonizması ABD ve Kanada'nın dünya çapında sayısız porfiri Cu-Mo yataklarının yanı sıra Utah'daki Bingham sistemi gibi ilgili skarn ve polimetalik epitermal damar yataklarına yol açmıştır. Termal çöküş ve Havza ve Sırt genişlemesinin gelişimi Nevada'nın kuzeydoğusundaki Eosen (yaklaşık 40 milyon yıl) yaşlı hidrotermal, konak kayası sedimenter olan Carlin tipi Au

yataklarının oluşuma yol açmış; bunu Miyosen volkanizması ve Comstock Lode of Virginia City, Nevada gibi epitermal Au-Ag cevherleşmesinin gelişimi takip etmiştir. Benzer şekilde, Güney Amerika'da çok çeşitli cevherleşme biçimleri Mezozoyik-Senozoyik orojenezi ile ilişkilidir. Jura-Kretase dönemi boyunca ada yayı volkanizması ve buna bağlı hidrotermal aktivite, kuşağın batı kıyı kesimlerinde şu anda korunan Fe oksit-fosfat cevherlerinin oluşumuna neden olmuştur. Yitime bağlı magmatizma ekseni batıda Triyas ve erken Jura döneminde başlamış ve daha sonra Kretase ve erken Senozoyik boyunca doğuya doğru göç etmiştir (Sillitoe, 1976). Bununla birlikte, Doğu Kordiller'de az miktarda magmatizma Mezozoyik'in başlarında meydana gelmiş, ancak, magmatizmanın çoğu Miyosen'de gerçekleşmiştir. Şili'nin (Chuquicamata ve El Teniente gibi) ve Peru'nun (Morococha ve Toquepala) devasa porfiribakır yatakları yitimle ilişkili magmatizma dönemlerine tepki olarak gelişmiştir. Peru'daki önemli porfiri bakır yataklarının çoğu Paleosen yaşlı iken, Şili'nin kuzeyinde Eosen-Oligosen ve daha güneyde Miyosen-Pliyosen'dir (Sillitoe, 1976). Porfiri bakır kuşağının doğusunda, mekânsal olarak Eosen-Oligosen kalk-alkalin plütonları ile ilişkili, geniş bir damar ve skarn tipi Cu-Pb-Zn-Ag cevherleşme zonu bulunmaktadır. Bu yataklar en çok Peru'da (Antamina ve Cerro de Pasco) bulunmakta; kuşak güneye, Bolivya ve Arjantin'e doğru devam etmektedir. Son olarak, belirgin bir Sn-W-Ag-Bi cevherleşme zonu esas olarak Bolivya'nın Doğu Kordiller'de ve güney Peru'da, merkezi And Dağları'nın dirseğinde meydana gelir. Bu cevherler esas olarak Mezozoyik sokulmalarla ilişkili damar tipi ve Oligosen-Miyosen S-tipi granitlerle ilişkili, saçınımlı porfiri tip yataklar (Bolivya'daki Llallagua ve Potosi gibi) olarak ortaya çıkar.

Pangea sonrası orojenezle ilişkili cevherleşme açısından önemli diğer bir unsur, kuzey ve batı Pasifik'teki geniş ada yayları zinciridir. Kuzey ve batı Pasifik ağırlıklı olarak ada yayların oluşturan ve kıtasal (sialik) yerine okyanus (simatik) temelde yeni kabuk oluşturan okyanus kabuğunun (batı Amerika'daki okyanus-kıta çarpışmalarının aksine) çarpışmalarıyla karakterize edilir. Her biri belirli bir metalojenik özelliğe sahip birkaç ada yayı türü vardır. Bunlar arasında okyanus içi yaylar (Tonga, Yeni Hebridler ve Solomonlar gibi), kıta kabuğundan dar yay arkası denizle ayrılan ada yayları (Japonya gibi) ve doğrudan bir kıtada meydana gelmiş (Java-Sumatra gibi) olanlar bulunmaktadır.

Batı çevresi Pasifik bölgesinde okyanus-okyanus çarpışmasının başlamasından kısa bir süre sonra, erken, nispeten mafik (andezitik-dasitik) kalk-alkali magmatizma aşamaları, porfiri Cu-Au yatakları oluşumuyla sonuçlanmıştır. Bunlara örnekler Grasberg, Endonezya ve Papua Yeni Gine'deki Bougainville olarak verilebilir. Besshi tipi VMS yatakları andezit-dasit volkanizmasının ve okyanus tabanı eksalatif aktivitesinin derin su çökelimiyle eş zamanlı olarak meydana geldiği yay gerisi ortamlarda da gelişmiştir. Yay gelişiminin ve kalk-alkali magmatizmanın sonraki aşamalarında dasit-riyolit volkanizması meydana gelmiş ve Kuroko tipi VMS yataklarının gelişmesi ile sonuçlanmıştır. Bunun örnekleri Japonya'nın Miyosen yaşlı Yeşil Tüf kuşağında bulunmaktadır. Ayrıca jeolojik olarak daha yakın zamanlarda, büyük epitermal Au-Ag yataklarının oluşumu da önemlidir. Filipinler'de Baguio ve Lepanto, Japonya'da Hishikari, Papua Yeni Gine'de Ladolam ve Porghera ve Fiji'de Emperor gibi batı çevresi Pasifik bölgesinde bu tip birkaç dünya standartlarında maden yatağı bulunmaktadır. Porfiri Cu-Au tarzı cevherleşmenin Baguio ve Ladolam'daki gibi bu tür epitermal yatakların altında meydana geldiği bilinmektedir.

Son bir yorum olarak, Paleozoyik Orta Asya orojenik kuşaklarının daha genç And ve Cordilleran orojenlerinin hem zamansal hem de tektonik özelliklerinin birçoğunu sergilediğini belirtmek ilginçtir. Hala tamamen araştırılmamış olan bu sahalar, muhtemelen gelecekteki maden aramaları için özellikle çekici metalotektleri temsil etmektedir.

6.6 Levha Tektoniği Ortamları ve Maden Yatakları - Özet

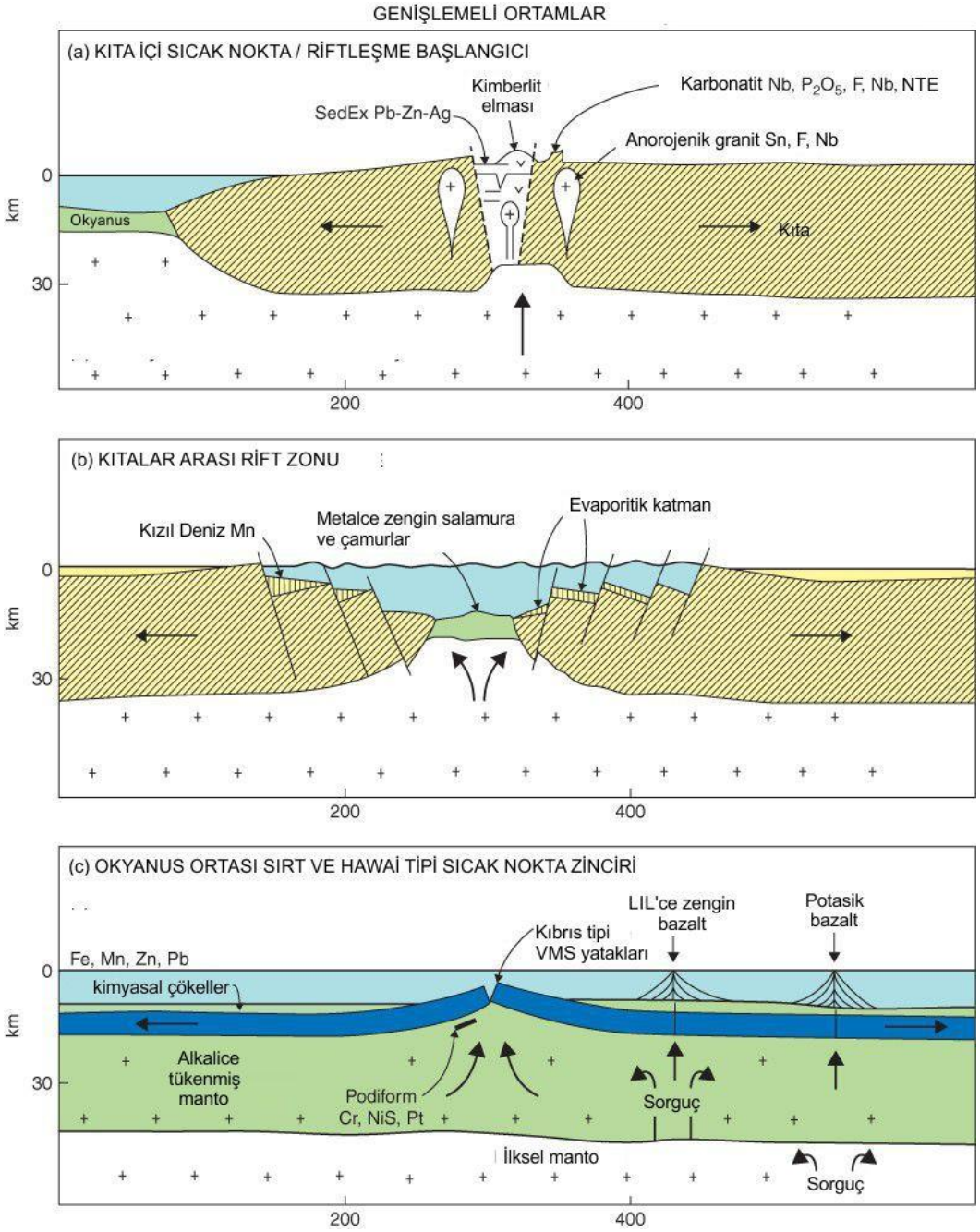
Maden yataklarının levha tektoniği ortamı kapsamında tanımlanması çok sayıda yayında oldukça ayrıntılı olarak ele alınmıştır (Mitchell ve Garson 1981; Tarling 1981; Hutchison 1983; Sawkins 1990; Groves ve Bierlein 2007). Kullanışlı bir diyagramatik özet Mitchell ve Garson'da (1981) sunulmuştur. Şekil 6.15 ve 6.16 bu yayınlardan türetilmiştir. Son iki diyagram levha ile ilgili başlıca tektonik ortamlara ve her biriyle ilişkili cevher yatağı türlerine ilişkin yararlı bir genel bir özet sunmaktadır.

6.6.1 Genişlemeli Rejimler

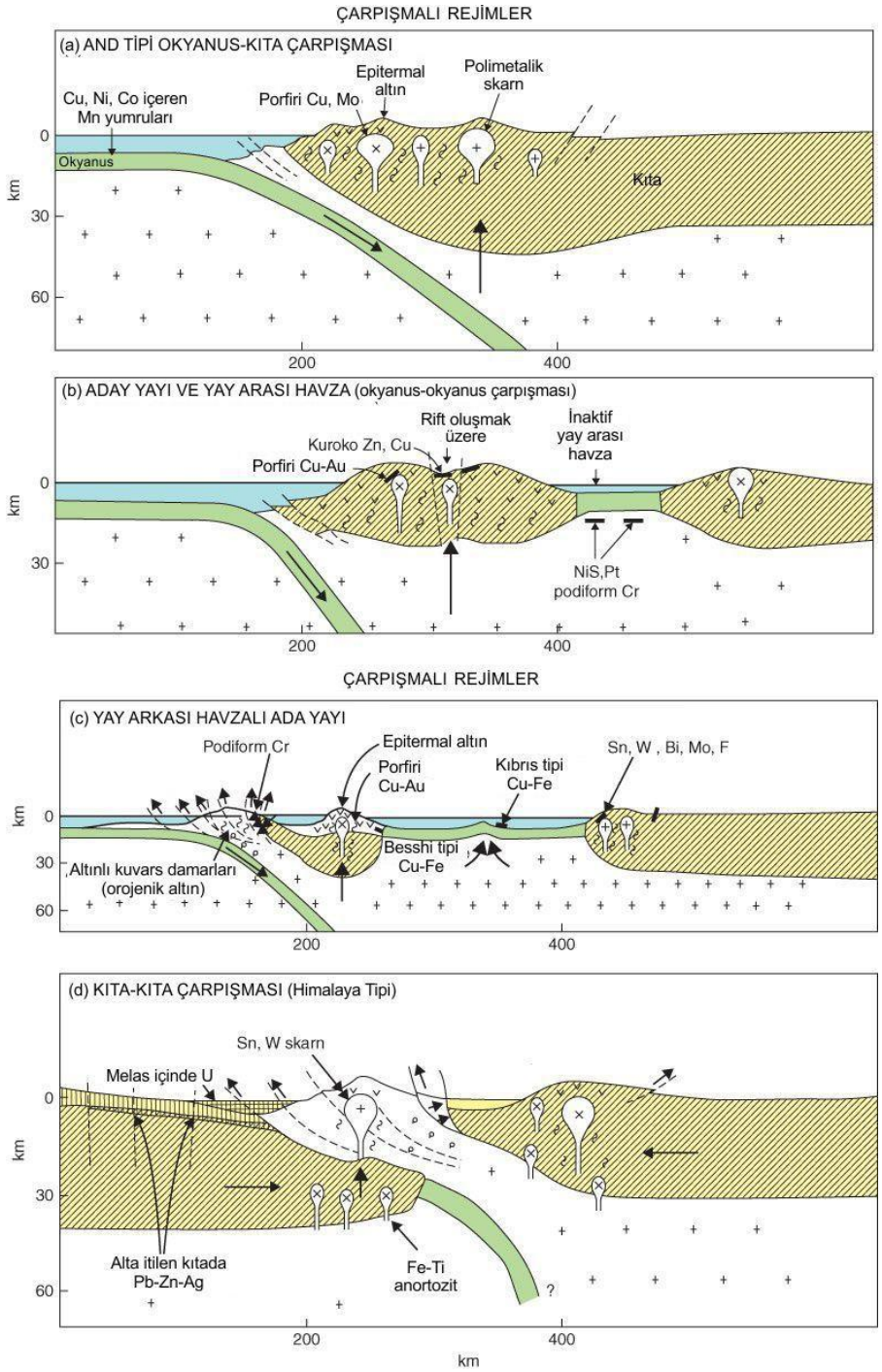
Duraylı kıtasal kabuğun ilk riftleşmesi Şekil 6.15a'da gösterilmiştir. Burada incelme ve genişleme sıcak nokta aktivitesiyle ilişkili olabilir. Magmatizma genellikle kraton kenarları ve korunmuş çizgisellikler veya sütürler boyunca lokalize olup, karakter olarak alkali veya (kimberlitler ve lamproitler oluşturmak üzere) ultrapotasiktir. Bushveld Kompleksi (Sn, W, Mo, Cu, F, vb.) gibi anorojenik granitler Güney Afrika'daki Phalaborwa (Cu-Fe-P-U-REE) ve Batı Avustralya'daki Mount Weld (NTE-Y-Nb-Ta-P-Zr) ve kimberlitler (elmaslar) bu ortamda oluşan maden yatağı türlerini temsil etmektedir. Kıta içi riftler SEDEX tipi Pb-Zn-Ba-Ag yataklarının yanı sıra konak kayası tabakalı yataklar olan Cu-Co yataklarını da barındırır. Kıtasal riftleşme okyanusların açılmaya başladığı noktaya kadar uzandıkça (Kızıldeniz gibi; Şekil 6.15b), bazaltik volkanizma bir okyanus ortası sırt bölgesini işaret eder ve bu bölgede ayrıca eksalatif hidrotermal aktivite ve VMS cevherleşmeleri de gelişir. Bu tür seriler ayrıca bantlı demir oluşumlarının ve manganlı sedimentlerin kimyasal olarak çökeldiği ortamları sağlar. Kıta platformları genellikle katajenezde petrol birikintilerine yol açan organik birikimleri barındırır. Bu epigenetik Pb-Zn cevherlerine neden olan hidrotermal süreçler genel olarak orojenin sıkışma aşamaları sırasında sirkülasyonla ilişkilendirilse de, karbonat çökelimi nihayetinde MVT yataklarını barındıran kayaları sağlar. Okyanus ortası sırtları genişleme süreçlerinin doruk noktasıdır (Şekil 6.15c). Bu bölgelerdeki eksalatif aktivite Kıbrıs tipi VMS yataklarının oluşması için ortamlar sağlayan "siyah dumanlı baca" çıkışlarına (Doğu Pasifik Yükselimi'nde 21°K'de olanlar gibi) yol açar. Okyanus ortası sırtlarda oluşan bazaltlar ayrıca podiform kromit yatakları ve Cu-Ni-PGE sülfit segregasyonları oluşturmak üzere sub-volkanik derinliklerde fraksiyonel kristalleşmeye uğrar

6.6.2 Sıkışmalı Rejimler

And tipi çarpışma kenarları hem yaygın hem de maden yatakları açısından önemli yerler olup, Şekil 6.16a'da gösterilmiştir. Bunlar dünyanın büyük porfiri Cu-Mo provenslerinin bulunduğu alanlardır. Diğer taraftan, yayın iç tarafında konak kayası granitoyidler olan önemli Sn-W cevherleşmesi de meydana gelir. Porfiri sistemlerinin üzerindeki volkanik bölgeler aynı zamanda epitermal değerli metal cevherleşme zonlarıdır. Benzer bir tektonik ortam, Şekil 6.16b'de ada yayı ortamı ile temsil edildiği gibi, iki okyanus kabuğu parçası arasında var olabilir. Porfiri Cu-Au yatakları zaman zaman bu ortamlarda magmatizmanın erken evreleri ile ilişkili olarak ortaya çıkarken, daha sonraki, daha gelişmiş kalk-alkalin magmatizması Kuroko tipi VMS yataklarına yol açar. Yay gerisi havzalar Besshi tipi VMS yataklanma alanlarını temsil eder. Yay gerisi ortamındaki yay-yay çarpışması podiform Cr ve sülfid segregasyonlarının korunabileceği engellenmiş okyanus yayılma merkezlerinin korunmasına da neden olabilir. Ada yayının bir kıtaya oldukça yakın geliştiği Japon tarzı bir ortamda (Şekil 6.16c), marjinal tortul havzaların tabanı okyanus kabuğundan oluşur. Bu ortam tipik olarak Besshi ve Kıbrıs tipi VMS yataklarını barındırır. Yay ve kıtaların birleşmesi sırasında



Şekil 6.15 Başlıca genişlemeli tektonik ortamlarının ve bu ortamların her biri ile ilişkili maden yatağı türlerinin basitleştirilmiş gösterimleri. Kaynak: Mitchell ve Garson (1981)'dan değiştirilerek alınmıştır.



Şekil 6.16 Başlıca sıkışmalı tektonik ortamlarının ve bunlarla ilişkili cevher yatağı türlerinin basitleştirilmiş gösterimleri. Kaynak: Mitchell ve Garson (1981)'dan değiştirilerek alınmıştır.

ofiyolit üzerlemesi meydana gelebilir ve felsik magmatizma büyük iyonlu litofil element cevherleşmesine yol açabilir. Nihayetinde, okyanus kabuğu tamamen bir kıta-kıta çarpışması bölgesi oluşturmak üzere tüketilir (Şekil 6.16d). Himalayalar ve Alpler gibi modern örnekler önemli ölçüde cevherleşmiş görünmemektedir. Ancak, bu durum cevherleşmiş bölgelerin yeterli olarak yüzeye çıkamamasından kaynaklanabilir. Daha eski örnekler S tipi granitlerde Sn-W-U cevherleşmesini korurken, orojenin sürdüğü akışkanlar uygun şekilde korunmuş platform çökeltilerinde orojenik damarla ilgili damar Au sistemlerine ve MVT Pb-Zn yataklarınayol açar.

6.7 Özet

Küresel tektonik ortamlar ve jeolojik zamana ait maden yatakları türleri arasında geniş bir ilişki belirgin hale gelmektedir. Kabuğun evrimleştiği mekanizmalar ve zamanla kıtaların birleşmesi ve dağılması, tüm yatak türlerinin oluşumunda önemli rol oynamıştır. Dünya tarihinin ilk dönemlerinde süreçler belirsiz olsa da, ilkel kıtaların yaklaşık 4 milyar yıl önce başlayan ağır göktaşı bombardımanından sonra oluşmaya başladığı anlaşılmaktadır. Bu aşamada esas olarak okyanus tabanı hidrotermal süreçleriyle ilgili olan yalnızca sınırlı sayıda maden yatağı türü gelişmiş görünmektedir. Yaklaşık 3 milyar yıl önce oluşan daha gelişmiş kıtalar ve geleneksel levha tektoniği süreçleri yerleştikçe, maden yatağı türleri yelpazesi genişlemiş; ancak, yüzeye yakın türlerin çoğu erozyon nedeniyle korunamamış olabilir. Neoarktik Çağ özellikle yaklaşık 2,7 milyar yıl civarı olmak üzere yoğun bir küresel orojenez dönemi olup, bu zamanda oluşan maden yatakları (Fanerozoyik Üstzamanı'nın geç bölümünü simgeleyenlerden farklı olarak) karakter itibariyle yay ile ilişkili ve magmatik-hidrotermal ila hidrotermal olma eğilimindedir. Proterozoyik Üstzamanı'nda küresel tektonik süreçler hız kesmeden devam etse ve bir dizi büyük kabuk oluşturan orojen meydana gelse de, bu uzun zaman dilimi muhtemelen uzun ömürlü tektonik durgunluk ve kıtasal istikrar dönemleri ile karakterize edilmiş gibi görünmektedir. Bu dönemdeki küresel tektonik süreçler Nuna ve Rodinya gibi süper kıtaların uzun süreli var oluşları ile de ilişkili olabilir. Sonuç olarak, maden yatakları kraton içi ortamlarda veya pasif sınırlar boyunca hidrotermal ve tortul cevher oluşturma süreçlerini yansıtırlar. Benzer şekilde, magmatizma doğası gereği daha yaygın olarak anorojenik olup, yayla ilgili provenslerde bulunanlardan tamamen farklı bir metal yatakları grubu ile ilişkilidir.

Küresel tektonik süreçler Fanerozoyik Üstzamanı'nda çok daha iyi anlaşılmış olup, kıtasal kara kütlelerinin dağılımı, süper kıta döngüsü açısından iyi bir şekilde belgelenmiştir. Bazı yatak türleri (VMS Cu-Zn cevherleri gibi) erken Paleozoyik'te Gondwana ve Mezozoyik'de Pangea gibi tercihen döngünün parçalanma ve dağılma aşamalarıyla ilişkilidir. Süper kıta döngüsü açısından tamamlayıcı bir ilişki sergileyen diğer cevherler (SEDEX Pb-Zn ve konak kayası sediment olan Cu yatak tipleri gibi) en şiddetli kıtasal birleşme ve durağanlıkla bağlantılıdır. Bununla birlikte, yeryüzündeki en büyük metal konsantrasyonu Pangea'nın batı kenarları boyunca Mezozoyik'te başlayıp Senozoyik boyunca uzanan yitimle bağlantılıdır. Günümüzün doğu Pasifik Okyanusu, Kuzey ve Güney Amerika'nın altına dalmakta ve hala tüketilmektedir. Bu durum porfiri ve epitermal cevherlerin en üretken olduğu dünya çapında çok çeşitli yatak türlerinin ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bununla birlikte, bu ve diğer yatak türlerinin dağılımındaki çarpıklık aynı zamanda bir levha kenarında henüz aşınmamış veya tüketilmemiş genç cevher kütlelerinin daha iyi korunmasıyla da ilgilidir.

Yardımcı Kaynaklar

Bradley, D.C. (2011). Secular trends in the geological record and the supercontinent cycle. *Earth-Science Reviews* 108: 16–33.

Cawood, P.A. and Hawkesworth, C.J. (2015). Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles. In: *Ore Deposits in an Evolving Earth* (eds. G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, et al.), 9–21. Geological Society of London. Special Publication, 393.

Goldfarb, R.J., Groves, D.I., and Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18: 1–75.

Groves, D.I. and Bierlein, F.P. (2007). Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society* 164: 19–30.

Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B. et al. (2010). The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society* 167: 229–248.

Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., and Cawood, P.A. (2016). Tectonics and crustal evolution. *GSA Today* 26 (9): 4–11. https://doi.org/10.1130/GSATG272A.1.

Hutchison, C.S. (1983). *Economic Deposits and Their Tectonic Setting*. London: Macmillan Press, 365 pp.

Kesler, S. (1997). Metallogenic evolution of convergent margins: selected ore deposit models. *Ore Geology Reviews* 12: 153–171.

Korenaga, J. (2013). Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41: 117–151.

Pattrick, R.A.D. and Polya, D.A. (1993). *Mineralization in the British Isles*. London: Chapman and Hall, 499 pp.

Sawkins, F.J. (1990). *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*, 2e. New York: Springer-Verlag, 461 pp.

Solomon, M., Groves, D.I., and Jacques, A.L. (2000). *The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits*. Hobart: University of Tasmania and University of Western Australia, 1002 pp.

Torsvik, T.H. and Cocks, L.R.M. (2013). Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research* 24: 999–1030.

Windley, B.F. (1995). *The Evolving Continents*, 3e, 526. New York: Wiley.

Kaynaklar

Ague, J.J. 2014. Fluid flow in the deep crust. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 203–247. Oxford: Elsevier.

Ague, J.J. and Brimhall, G.H. 1989. Geochemical modeling of steady state fluid flow and chemical reactions during supergene enrichment of porphyry copper deposits. Economic Geology 84: 506–528.

Aiglsperger, T.H. 2015. Mineralogy and geochemistry of the platinum group elements (PGE), rare earth elements (REE) and scandium in nickel laterites. Doctoral Thesis. University of Barcelona.

Albarede, F. 1996. Introduction to Geochemical Modeling. Cambridge University Press, 543 pp.

Alderton, D.H.M. 1993. Mineralization associated with the Cornubian Granite Batholith. In: Mineralization in the British Isles (eds. R.A.D. Pattrick and D.A. Polya), 270–354. Chapman & Hall.

Allen, P.A. 1997. Earth Surface Processes. Blackwell Science, 404 pp.

Alpers, C.N. and Brimhall, G.H. 1989. Paleohydrological evolution and geochemical dynamics of cumulative metal supergene enrichment at La Escondida, Atacama Desert, northern Chile. Economic Geology 84: 229–255.

Ambrose, W.A., Hentz, T.F., Bonnaffé, F. et al. 2009. Sequence-stratigraphic controls on complex reservoir architecture of highstand fluvial-dominated deltaic and lowstand valley-fill deposits in the upper Cretaceous (Cenomanian) Woodbine Group, East Texas field: regional and local perspectives. AAPG Bulletin 93 (2): 231–269.

Anderson, G.M. 1975. Precipitation of Mississippi Valley type ores. Economic Geology 70: 937–942.

Anderson, G.M. and Burnham, C.W. 1965. The solubility of quartz in supercritical water. American Journal of Science 263: 494–511.

Anderson, J.C.Ø., Rasmussen, H., Nielsen, T.F.D., and Ronsbo, J.G. 1998. The Triple Group and the Platinova gold and palladium reefs in the Skaergaard Intrusion: stratigraphic and petrographic relations. Economic Geology 91: 488–509.

Annels, A.E. 1984. The geotectonic environment of Zambian copper-cobalt mineralization. Journal of the Geological Society 141: 279–289.

Annels, A.E. 1989. Ore genesis in the Zambian copperbelt with particular reference to the northern sector of the Chambishi basin. In: Sediment-Hosted Stratiform Copper Deposits, Special Paper, vol. 36 (eds. R.W. Boyle, A.C. Brown, C.W. Jefferson, et al.), 427–452. Geological Association of Canada.

Appel, P.W.U. 1983. Mineral occurrences in the 3.6 Ga old Isua supracrustal belt, west Greenland. In: Iron Formation: Facts and Problems, Developments in Precambrian Geology, vol. 6 (eds. A.F. Trendall and R.C. Morris), 593–603. Elsevier.

Arribas, A., Hedenquist, J.W., Itaya, T. et al. 1995. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu–Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. Geology 23: 337–340.

Atkinson, D. and Baker, D.J. 1986. Geology of the MacTung tungsten skarn deposit. In: Mineral Deposits of the Northern Canadian Cordillera, Yukon–North Eastern British Columbia (eds. J.G. Abbott and R.J.W. Turner). Geological Survey of Canada, Open File 2169, 279 pp.

Audétat, A., Gunther, D., and Heinrich, C.A. 1998. Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposit: insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions. Science 279: 2091–2094.

Audétat, A., Gunther, D., and Heinrich, C.A. 2000. Causes for large scale metal zonation around mineralized plutons; fluid inclusion LA-ICP-MS evidence from the Mole Granite, Australia. Economic Geology 95: 1563–1581.

Audétat, A., Petke, T., Heinrich, C.A., and Bodnar, R.J. 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. Economic Geology 103: 877–908.

Bagnold, R.A. 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, 265 pp.

Baker, T., Van Achterburg, E., Ryan, C.G., and Lang, J.R. 2004. Composition and evolution of ore

fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. Geology 32: 117–120.
Baldridge, W.S., McGetchin, T.R., and Frey, F.A. 1973. Magmatic evolution of Hekla, Iceland. Contributions to Mineralogy and Petrology 42: 245–258.
Ballard, R.D. 1977. Notes on a major oceanographic find. Oceanus 20 (3): 35–44.
Ballhaus, C. 1998. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. Earth and Planetary Science Letters 156: 185–193.
Ballhaus, C. and Sylvester, P. 2000. Noble metal enrichment processes in the Merensky Reef, Bushveld Complex. Journal of Petrology 41: 545–561.
Banks, D.A., Yardley, B.W.D., Campbell, A.R., and Jarvis, K.E. 1994. REE composition of an aqueous magmatic fluid: a fluid inclusion study from the Capitan Pluton, New Mexico, USA. Chemical Geology 113: 259–272.
Bao, Z. and Zhao, Z. 2008. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. Ore Geology Reviews 33: 519–535.
Barley, M.E. 1992. A review of Archean volcanic-hosted massive sulfide and sulfate mineralization in Western Australia. Economic Geology 87: 855–872.
Barley, M.E. and Groves, D.I. 1992. Supercontinent cycles and distribution of metal deposits through time. Geology 20: 291–294.
Barley, M.E., Pickard, A.L., and Sylvester, P.J. 1997. Emplacement of a large igneous province as a possible cause of banded iron formation 2.45 billion years ago. Nature 385: 55–58.
Barley, M.E., Krapez, B., Groves, D.I., and Kerrich, R. 1998. The late Archaean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. Precambrian Research 91: 65–90.
Barley, M.E., Pickard, A.L., Hagemann, S.G., and Folkert, S.L. 1999. Hydrothermal origin for the 2 billion year old Mount Tom Price giant iron ore deposit, Hamersley Province, Western Australia. Mineralium Deposita 34: 784–789.
Barley, M.E., Bekker, A., and Krapez, B. 2005. Late Archean to Early Proterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. Earth Planetary Science Letters 238: 156–171.
Barnes, H.L. 1967. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Holt, Rinehart and Winston, 670 pp.
Barnes, H.L. 1975. Zoning of ore deposits: types and causes. Transactions of the Royal Society Edinburgh 69: 295–311.
Barnes, H.L. (1979a). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2e. Wiley, 798 pp.
Barnes, H.L. (1979b). Solubilities of ore minerals. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2e (ed. H.L. Barnes), 404–460. Wiley.
Barnes, H.L. 1997. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3e. Wiley, 972 pp.
Barnes, S.-J. and Francis, D. 1995. The distribution of the platinum-group elements, nickel, copper, and gold in the Muskox Layered Intrusion, Northwest Territories, Canada. Economic Geology 90: 135–154.
Barnes, S.-J. and Maier, W.D. 2002. Platinum group elements and microstructures of normal Merensky Reef from Impala Platinum Mines, Bushveld Complex. Journal of Petrology 43: 103–128.
Barnes, S.-J., von Achterbergh, E., Makovicky, E., and Li, C. 2001. Proton microprobe results for the partitioning of platinum group elements between monosulphide solid solution and sulphide liquid. South African Journal of Geology 104: 275–286.
Barnicoat, A.C., Henderson, I.H.C., Knipe, R.J. et al. 1997. Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin. Nature 386: 820–824.
Barshad, I. 1966. The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. Proceedings of the International Clay Conference 1: 167–173.
Barton, M.D. 1996. Granitic magmatism and metallogeny of southwestern North America. Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences 87: 261–280.
Bates, R.L. and Jackson, J.A. 1987. Glossary of Geology. American Geological Institute, 788 pp.
Battey, M.H. and Pring, A. 1997. Mineralogy for Students. Longman, 363 pp.
Bavinton, O. 1981. The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores. Economic Geology 76: 1606–1628.
Beales, F.W. and Jackson, S.A. 1966. Precipitation of lead-zinc ores in carbonate reservoirs as illustrated in Pine Point ore field, Canada.

Transactions of the Institute of Mining Metallurgy B 75: 278–285.

Bédard, J.H. 2018. Stagnant lids and mantle overturns: implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution and the start of plate tectonics. Geoscience Frontiers 9: 19–49.

Behrens, H. and Gaillard, F. 2006. Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behaviour. Elements 2 (5): 275–280.

Bekker, A., Holland, H.D., Wang, P.-L. et al. 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. Nature 427: 117–120.

Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N. et al. 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes. Economic Geology 105: 467–509.

Bekker, A., Planavsky, N., Krapez, B. et al. 2014. Iron formations: their origins and implications for ancient seawater chemistry. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 561–628. Oxford: Elsevier.

Bell, K., Kjarsgaard, B.A., and Simonetti, A. 1999. Carbonatites – into the twenty-first century. Journal of Petrology 39: 1839–1845.

Bentor, Y.K. 1980. Phosphorites – the unsolved problems. In: Marine Phosphorites, vol. 29 (ed. Y.K. Bentor), 3–18. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,.

Berner, R.A. 1971. Principles of Chemical Sedimentology. McGraw-Hill, 240 pp. Berner, E.K. and

Berner, R.A. 1987. The Global Water Cycle: Geochemistry and Environment. Prentice Hall.

Berry, L.G., Mason, B., and Dietrich, R.V. 1983. Mineralogy. W.H. Freeman and Co, 561 pp.

Best, M.G. 2003. Igneous and Metamorphic Petrology, 2e. Blackwell Publishing, 729 pp.

Best, J.L. and Brayshaw, A.C. 1985. Flow separation – a physical process for the concentration of heavy minerals within alluvial channels. Journal of the Geological Society 142: 747–755.

Beukes, N.J. and Cairncross, B. 1991. A lithostratigraphic-sedimentological reference profile for the late Archaean Mozaan Group, Pongola Sequence: application to sequence stratigraphy and correlation with the Witwatersrand Supergroup, South Africa. South African Journal of Geology 94: 44–49.

Beukes, N.J. and Gutzmer, J. 2008. Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary. In: Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore, Reviews in Economic Geology, vol. 15 (eds. S. Hagemann, C. Rosière, J. Gutzmer and N.J. Beukes), 5–47. Society of Economic Geologists.

Bierlein, F.P. and Crowe, D.E. 2000. Phanerozoic orogenic lode gold deposits. In: Gold in 2000, Reviews in Economic Geology, vol. 13 (eds. S. Hagemann and P.E. Brown), 103–140. Society of Economic Geologists.

Birch, G.F. 1980. A model of penecontemporaneous phosphatization by diagenetic and authigenic mechanisms from the western margin of Southern Africa. In: Marine Phosphorites, vol. 29 (ed. Y.K. Bentor), 79–100. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication,.

Bird, D.K., Brooks, C.K., Gannicott, R.A., and Turner, T.A. 1991. A gold bearing horizon in the Skaergaard Intrusion, east Greenland. Economic Geology 86: 1083–1092.

Bischoff, J.L. 1969. Red Sea geothermal brine deposits: their mineralogy, geochemistry and genesis. In: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea (eds. E.T. Degens and D.A. Ross), 368–401. Springer-Verlag.

Bjørlykke, K. 1989. Sedimentology and Petroleum Geology. Springer-Verlag, 363 pp.

Bjørlykke, K. 1994. Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, vol. 78 (ed. J. Parnell), 127–140. Geological Society, Special Publication.

Bjørlykke, K. (ed.) 2015. Petroleum Geoscience – From Sedimentary Environments to Rock Physics, 2e. Springer, 662 pp.

Bland, W. and Rolls, D. 1998. Weathering: an Introduction to the Scientific Principles. Arnold, 271 pp.

Bleeker, W. 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. Lithos 71: 99–134.

Blevin, P.L. and Chappell, B.W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences 83: 305–316.

Blevin, P.L., Chappell, B.W., and Allen, C.M. 1996. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite source and composition. Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences 87: 281–290.

Blundy, J., Mavrogenes, J., Tattitch, B. et al. 2015. Generation of porphyry copper deposits by gas-brine reaction in volcanic arcs. Nature Geoscience 8: 235–240.

Bodnar, R., Reynolds, T.J., and Kuehn, C.A. 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In: Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Reviews in Economic Geology, vol. 2 (eds. B.R. Berger and P.M. Bethke), 73–97. Society of Economic Geologists.

Bodnar, R.J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., and Steele-MacInnis, M. 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 120–142. Oxford: Elsevier.

Boer, R., Meyer, F.M., Robb, L.J. et al. 1995. Mesothermal-type mineralization in the Sabie–Pilgrim's Rest Goldfield, South Africa. Economic Geology 90 (4): 860–876.

Bottinga, Y. and Javoy, M. 1990. The degassing of Hawaiian tholeiite. Bulletin of Volcanology 53: 73–85.

Boudreau, A.E. and Meurer, W.P. 1999. Chromatographic separation of the platinum-group elements, gold, base metals and sulphur during degassing of a compacting and solidifying igneous crystal pile. Contributions to Mineralogy and Petrology 134: 174–185.

Bowles, J.F.W. 1986. The development of platinum-group minerals in laterites. Economic Geology 81: 1276–1285.

Bowles, J.F.W., Gize, A.P., Vaughan, D.J., and Norris, S.J. 1994. Development of platinum-group minerals in laterites – initial comparison of organic and inorganic controls. Transactions of the Institution of Mining Metallurgy 103: B53–B56.

Boxer, G.L., Lorenz, V., and Smith, C.B. 1989. The geology and volcanology of the Argyle (AK1) Lamproite Diatreme, Western Australia. Geological Society of Australia, Special Publication 14: 140–152.

Boyce, A.J., Fallick, A.E., Little, C.T.S. et al. 1999. A hydrothermal vent tube worm in the Ballynoe barite deposit, Silvermines, Ireland: implications for timing and ore genesis. In: Mineral Deposits: Processes to Processing (eds. C. Stanley, A.H. Rankin, R.J. Bodnar, et al.), 825–827. Balkema.

Bradbury, M.H. and Baeyens, B. 2002. Sorption of Eu on Na- and Ca-montmorillonites: experimental investigations and modelling with cation exchange and surface complexation. Geochimica et Cosmochimica Acta 66 (13): 2325–2334.

Bradley, D.C. 2011. Secular trends in the geological record and the supercontinent cycle. Earth-Science Reviews 108: 16–33.

Bradley, D., Munk L., Jochens, H., Hynek, S. and Labay, K. 2013 A preliminary deposit model for lithium brines. U.S Geological Survey, Open File Report 2013-1006, 6pp.

Brathwaite, R.L. and Faure, K. 2002. The Waihi epithermal gold-silver-base metal sulfide-quartz vein system, New Zealand. Economic Geology 97: 269–290.

Brooker, R.A., Kohn, S.C., Holloway, J.R., and McMillan, P.F. 2001. Structural controls on the solubility of CO2 in silicate melts. Part 1: bulk solubility data. Chemical Geology 174: 225–239.

Brown, P.E. 1998. Fluid inclusion modeling for hydrothermal systems. In: Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Economic Geology, vol. 10 (eds. J.P. Richards and P.B. Larson), 151–171. Society of Economic Geologists.

Brugger, J., Etschmann, B., Grosse, C. et al. 2013. Can biological toxicity drive the contrasting behaviour of platinum and gold in surface environments? Chemical Geology 343: 99–110.

Bryndzia, L.T. and Braunsdorf, N.R. 2014. From source rock to reservoir: the evolution of self-sourced unconventional resource plays. Elements 10: 271–276.

Buntin, T.J., Grandstaff, D.E., Ulmer, G.C., and Gold, D.P. 1985. A pilot study of geochemical and redox relationships between potholes and adjacent normal Merensky Reef of the Bushveld Complex. Economic Geology 80: 975–987.

Burnham, C.W. 1967. Hydrothermal fluids in the magmatic stage. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 34–76. Holt, Rinehart and Winston.

Burnham, C.W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2e (ed. H.L. Barnes), 71–136. Wiley.

Burnham, C.W. 1997. Magmas and hydrothermal fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3e (ed. H.L. Barnes), 63–123. Wiley.

Burnham, C.W. and Ohmoto, H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. Mining Geology, Special Issue 8: 1–11.

Burrows, D.R. and Spooner, E.T.C. 1987. Generation of a magmatic H2O-CO2 fluid enriched in Mo, Au and W within an Archaean sodic granodiorite

stock, Mink Lake, northwestern Ontario. Economic Geology 82: 1931–1957.

Butt, C.R.M. and Cluzel, D. 2013. Nickel laterite ore deposits: weathered serpentinites. Elements 9: 123–128.

Butt, C.R.M., Lintern, M.J., and Anand, R.R. 2000. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain – implications for geochemical exploration. Ore Geology Reviews 16: 167–183.

Button, A. 1979. Transvaal and Hamersley basins—review of basin development and mineral deposits. Minerals Science and Engineering.8 (4): 262–293.

Cairns-Smith, A.G. 1978. Precambrian solution photochemistry, inverse segregation and banded iron-formation. Nature 276: 807–808.

Campbell, I.H. and Naldrett, A.J. 1979. The influence of silicate:sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphide deposits. Economic Geology 74: 2248–2253.

Campbell, I.H., Naldrett, A.J., and Barnes, S.J. 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes. Journal of Petrology 24: 133–165.

Camus, F. and Dilles, J.H. 2001. A special issue devoted to porphyry copper deposits of northern Chile: preface. Economic Geology 96: 233–237.

Candela, P.A. (1989a). Felsic magmas, volatiles and metallogenesis. In: Ore Deposition Associated with Magmas, Reviews in Economic Geology, vol. 4 (eds. J.A. Whitney and A.J. Naldrett), 223–233. Society of Economic Geology.

Candela, P.A. (1989b). Magmatic ore-forming fluids: thermodynamic and mass transfer calculations of metal concentrations. In: Ore Deposition Associated with Magmas, Reviews in Economic Geology, vol. 4 (eds. J.A. Whitney and A.J. Naldrett), 203–221. Society of Economic Geology.

Candela, P.A. 1991. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments. American Mineralogist 76: 1081–1091.

Candela, P.A. 1992. Controls on ore metal ratios in granite related ore systems: an experimental and computational approach. Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences 83: 317–326.

Candela, P.A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles and ore metals. Journal of Petrology 38: 1619–1633.

Candela, P.A. and Holland, H.D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta 48: 373–380.

Candela, P.A. and Holland, H.D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: the origin of porphyry-type copper deposits. Economic Geology 81: 1–18.

Candela, P.A. and Piccoli, P.M. 1995. Model ore-metal partitioning from melts into vapor and vapor-brine mixtures. In: Magmas, Fluids and Ore Deposits, vol. 23 (ed. J.F.H. Thompson), 101–128. Mineralogical Association of Canada, Short Course.

Canfield, D.E., Poulton, S.W., Knoll, A.H. et al. 2008. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. Science 15: 949–952.

Carling, P.A. and Breakspear, R.M.D. 2006. Placer formation in gravel-bedded rivers: a review. Ore Geology Reviews 28: 377–401.

Carlisle, D. 1983. Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. In: Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials (ed. R.C.L. Wilson), 185–195. The Geological Society of London/Blackwell Scientific Publications.

Carr, H.W., Kruger, F.J., Groves, D.I., and Cawthorn, R.G. 1999. The petrogenesis of Merensky Reef potholes at the Western Platinum Mine, Bushveld Complex: Sr-isotopic evidence for the synmagmatic deformation. Mineralium Deposita 34: 335–347.

Carruthers, D., Cartwright, J., Jackson, M.P.A., and Schutjens, P. 2013. Origin and timing of layer-bound radial faulting around North Sea salt stocks: new insights into the evolving stress state around rising diapirs. Marine and Petroleum Geology 48: 130–148.

Cathles, L.M. 1981. Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits. Economic Geology 75: 424–457.

Cawood, P.A. and Hawkesworth, C.J. 2015. Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles. In: Ore Deposits in an Evolving Earth, vol. 339 (eds. G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, et al.), 9–21. London, Special Publication: Geological Society.

Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Pisarevsky, S.A. et al. 2018. Geological archive of the onset of plate tectonics. Philosophical Transactions Royal Society A 376 http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2017.0405.

Cawthorn, R.G. 1999. Platinum group element mineralization in the Bushveld Complex – a critical reassessment of geochemical models. South African Journal of Geology 102: 268–281.

Cawthorn, R.G. 2002. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex: thermodynamic calculations and new interpretations – a discussion. Economic Geology 97: 663–667.

Cawthorn, R.G. and McCarthy, T.S. 1985. Incompatible trace element behavior in the Bushveld Complex. Economic Geology 80: 1016–1026.

Cawthorn, R.G., Harrison, C., and Kruger, F.J. 2000. Discordant ultramafic pegmatoidal pipes in the Bushveld Complex. Contributions to Mineralogy and Petrology 140: 119–133.

Cawthorn, R.G., Lee, C.A., Schouwstra, R.P., and Mellowship, P. 2002. Relationship between PGE and PGM in the Bushveld Complex. Canadian Mineralogist 40: 311–328.

Cerny, P. 1991. Fertile granites of Precambrian rare element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? Precambrian Research 51: 429–468.

Cerny, P. and Meintzer, R.E. 1988. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. In: Recent Advances in the Geology of Granite Related Mineral Deposits, vol. 39 (eds. R.P. Taylor and D.F. Strong), 170–207. Canadian Institution of Mining, Special Volume.

Chan, M.A. and Kocurek, G. 1988. Complexities in eolian and marine interactions: processes and eustatic controls on erg development. Sedimentary Geology 56: 283–300.

Chappell, B.W. and White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8: 173–174.

Charlier, B., Namur, O., Malpas, S. et al. 2010. Origin of the giant Allard Lake ilmenite deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. Lithos 117: 119–134.

Charlier, B., Namur, O., Bolle, O. et al. 2015. Fe-Ti-V-P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. Earth-Science Reviews 141: 56–81.

Chávez, W.X. 2000 Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. Society of Economic Geologists Newsletter, 41.

Cheney, E.S. 1996. Sequence stratigraphy and plate tectonic significance of the Transvaal succession of southern Africa and its equivalent in Western Australia. Precambrian Research 79: 3–24.

Choukroune, P., Ludden, J.N., Chardon, D. et al. 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar craton, India. In: Orogeny Through Time, vol. 121 (eds. J.-P. Burg and M. Ford), 63–98. Geological Society, Special Publication.

Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J. et al. 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. Economic Geology 85: 1520–1583.

Clemens, J.D. and Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. Earth and Planetary Science Letters 86: 287–306.

Clemmey, H. 1985. Sedimentary ore deposits. In: Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects (eds. P.J. Brenchley and B.P.J. Williams), 229–247. Geological Society London/Blackwell Scientific Publications.

Cloke, P.L. and Kelly, W.C. 1964. Solubility of gold under inorganic supergene conditions. Economic Geology 59: 259–270.

Coetzee, F. 1965. Distribution and grain size of gold, uraninite, pyrite and certain other heavy minerals In gold-bearing reefs of the Witwatersrand basin. Transactions of the Geological Society of South Africa 68: 61–68.

Coetzee, J. and Twist, D. 1989. Disseminated tin mineralization in the roof of the Bushveld granite pluton at the Zaaiplaats Mine, with implications for the genesis of magmatic-hydrothermal tin systems. Economic Geology 84: 85–102.

Collett, T.S. 1992. Potential of gas hydrates outlined. Oil and Gas Journal 22: 84–87.

Colvine, A.C. 1989. An empirical model for the formation of Archean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. In: The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988, Economic Geology Monograph, vol. 6 (eds. R.R. Keays, W.R.H. Ramsay and D.I. Groves), 37–53. The Economic Geology Publishing Company.

Comer, J.B. 1974. Genesis of Jamaican bauxite. Economic Geology 69: 1251–1264.

Connan, J. 1974. Time–temperature relations in oil genesis. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 58: 2516–2521.

Constantinou, G. and Govett, G.J.S. 1973. Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulfide deposits. Economic Geology 68: 843–858.

Cook, P.J. and McElhinny, W. 1979. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. Economic Geology 74: 315–330.

Cook, P.J. and Shergold, J.H. 1984. Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian boundary. Nature 308: 2331–2337.

Cooke, D.R. and Simmons, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. In: Gold in 2000, Reviews in Economic Geology, vol. 13 (eds. S. Hagemann and P.E. Brown), 221–244. Society of Economic Geologists.

Coppin, F., Berger, G., Bauer, A. et al. 2002. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. Chemical Geology 182: 57–68.

Corbett, G.J. and Leach, T.M. 1998. Southwest Pacific Rim Gold–copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization, vol. 6. Society of Economic Geologists, Special Publication, 237 pp.

Cornell, D.H. and Schütte, S.S. 1995. A volcanic-exhalative origin for the World's largest (Kalahari) manganese field. Mineralium Deposita 30: 146–151.

Cornford, C. 1998. Source rocks and hydrocarbons of the North Sea. In: Petroleum Geology of the North Sea: Basic Concepts and Recent Advances (ed. K.W. Glennie). Blackwell Science, 636 pp.

Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin, 450 pp.

Cox, S.F., Knackstedt, M.A., and Braun, J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. In: Structural Controls on Ore Genesis, Reviews in Economic Geology, vol. 14 (eds. J.P. Richards and R.M. Tosdal), 1–24. Society of Economic Geologists.

Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133: 1702–1703.

Craig, J.R. and Vaughan, D.J. 1994. Ore Microscopy and Ore Petrography. Wiley, 434 pp.

Craig, J.R., Vaughan, D.J., and Skinner, B.J. 1996. Resources of the Earth: Origin, Use and Environmental Impact. Prentice Hall, 472 pp.

Creaser, R.A. and Cooper, J.A. 1993. U-Pb geochronology of middle Proterozoic felsic magmatism surrounding the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag and Moonta Cu-Au-Ag deposits, South Australia. Economic Geology 88: 186–197.

Dalziel, I.W.D., Mosher, S., and Gahagan, L.M. 2000. Laurentia–Kalahari collision and the assembley of Rodinia. Journal of Geology 108: 499–513.

Davies, G. and Tredoux, M. 1985. The platinum group element and gold contents of the marginal rocks and sills of the Bushveld Complex. Economic Geology 80: 838–848.

Davis, D.W. 2008. Sub-million year resolution of Precambrian igneous events by thermal extraction – thermal ionization mass spectrometer Pb dating of zircon: application to crystallization of the Sudbury impact melt sheet. Geology 36 (5): 383–386.

De Kock, M.O., Evans, D.A.D., and Beukes, N.J. 2009. Validating the existence of Vaalbara in the Neoarchean. Precambrian Research 174 (1): 145–154.

De Kock, M.O., Beukes, N.J., and Armstrong, R.A. 2012. New SHRIMP U-Pb zircon ages from the Hartswater Group, South Africa: implications for correlations of the Neoarchean Ventersdorp Supergroup on the Kaapvaal craton and with the Fortescue Group on the Pilbara craton. Precambrian Research 204–205: 66–74.

De Voto, R.H. 1978. Uranium Geology and Exploration. Colorado School of Mines, 188 pp.

de Wit, M.J. and Hynes, A. 1995. The onset of interaction between the hydrosphere and oceanic crust, and the origin of the first continental lithosphere. In: Early Precambrian Processes, vol. 95 (eds. M.P. Coward and A.C. Ries), 1–9. Geological Society, Special Publication.

de Wit, M.J., de Ronde, C.E.J., Tredoux, M. et al. 1992. Formation of an Archaean continent. Nature 357: 553–562.

Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. 1982. Rock Forming Minerals, 2e, vol. 1–5. Longman.

Delaney, J.R. and Cosens, B.A. 1982. Boiling and metal deposition in submarine hydrothermal systems. Marine Technology Society Journal 16 (3): 62–66.

Denison, R. E., Lidiak, E.G., Bickford, M.E. and Kisvarsanyi, E.B. 1984. Geology and geochemistry of the Precambrian rocks in the Central Interior Region of the United States. Geological Survey Professional Paper 1241-C, 20 pp.

Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., and Storey, C.D. 2012. A change in the geodynamics

of continental growth 3 billion years ago. Science 335: 1334–1336.

Dill, H.G. 2015. Supergene alteration of ore deposits: from nature to humans. Elements 11 (5): 311–316.

Dingwell, D.B., Holtz, F., and Behrens, H. 1997. The solubility of H2O in peralkaline and peraluminous granitic melts. American Mineralogist 82: 3–4.

Dolson, J. 2016. Understanding Oil and Gas Shows and Seals in the Search for Hydrocarbons. Springer 485 pp.

Drennan, G.R., Cathelineau, M., Boiron, M.-C. et al. 1999. Characteristics of post-depositional fluids in the Witwatersrand Basin. Mineralogy and Petrology 66: 83–109.

Drew, L.J., Qingrun, M., and Weijun, S. 1990. The Bayan Obo Fe-REE-Nb deposits, Inner Mongolia, China. Lithos 26: 46–65.

Duane, M.J. and de Wit, M.J. 1988. Pb–Zn ore deposits of the northern Caledonides: products of continentalscale fluid mixing and tectonic expulsion during tectonic collision. Geology 16: 999–1002.

Durrance, E.M. and Bristow, C.W. 1986. Kaolinisation and isostatic readjustment in southwest England. Proceedings of the Ussher Society 6: 318–322.

Eddy, C.A., Dilek, Y., Hurst, S., and Moores, E.M. 1998. Seamount formation and associated caldera complex and hydrothermal mineralization in ancient oceanic crust, Troodos ophiolite (Cyprus). Tectonophysics 292: 189–210.

Eidel, J.J. 1991. Basin analysis for the mineral industry. In: Sedimentary and Diagenetic Mineral Deposits: A Basin Analysis Approach to Exploration, Reviews in Economic Geology, vol. 5 (eds. E.R. Force, J.J. Eidel and J.B. Maynard), 1–15. Society of Economic Geologists.

Einaudi, M. 1982. Description of skarns associated with porphyry copper plutons: southwestern North America. In: Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America (ed. S.R. Titley), 139–183. University of Arizona Press.

Einaudi, M. 2000. Mineral resources: assets and liabilities. In: Earth Systems: Processes and Issues (ed. W.G. Ernst), 346–372. Cambridge University Press.

Einaudi, M., Meinert, L.D., and Newberry, R.J. 1981. Skarn deposits. Economic Geology 75: 317–391.

Eldridge, C.S., Compston, W., Williams, I.S. et al. 1995. Applications of the SHRIMP I Ion Microprobe to the understanding of processes and timing of diamond formation. Economic Geology 90: 271–280.

Emmons, W.H. 1936 Hypogene zoning in metalliferous lodes. Report 1 of the 16th International Geological Congress, pp. 417–432.

England, P. and Houseman, G. 1984. On the geodynamic setting of kimberlite genesis. Earth and Planetary Science Letters 67: 109–122.

England, G.L., Rasmussen, B., Krapez, B., and Groves, D.I. 2001. The origin of uraninite, bitumen nodules and carbon seams in Witwatersrand gold–uranium–pyrite ore deposits, based on a Permo-Triassic analogue. Economic Geology 96: 1907–1920.

Eriksson, S.C. 1989. Palaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility. In: Carbonotites: Genesis and Evolution (ed. J.D. Bell), 221–254. Unwin Hyman.

Eugster, H.P. 1980. Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits. Annual Reviews Earth and Planetary Sciences 8: 35–63.

Evans, D.A.D. and Mitchell, R.N. 2011. Assembly and break-up of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna. Geology 39 (5): 443–446.

Evans, D.A.D., Martin, D.McB., Nelson, D.R., Powell, C.McA. and Wingate, M.T.D. 2000 The Vaalbara hypothesis reviewed. Extended Abstract. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil (6–17 August 2000).

Exley, C.S. 1976. Observations on the formation of kaolinite in the St Austell granite, Cornwall. Clay Minerals 11: 51–63.

Fallick, A.E., Ashton, J.H., Boyce, A.J. et al. 2001. Bacteria were responsible for the magnitude of the world-class hydrothermal base metal sulphide ore body at Navan, Ireland. Economic Geology 96: 885–890.

Ferguson, J. and Currie, K.L. 1971. Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay, Ontario. Journal of Petrology 12: 561–585.

Field, M., Gibson, T.A., Wilkes, J. et al. 1997. The geology of the Orapa A/K1 kimberlite, Botswana: further insight into the emplacement of kimberlite pipes. Russian Geology and Geophysics 38 (1): 261–276.

Filippelli, G.M. 2008. The global phosphorus cycle: past, present, and future. Elements 4: 89–95.

Fischer, B.J., Martel, E. and Falck, H. 2018. Geology of the Mactung tungsten skarn and area – review and 2016 field observations. Northwest Territories Geological Survey, NWT Open File 2018-02, 84 pp.

Fleischer, V.D. 1984. Discovery, geology and genesis of copper-cobalt mineralization at Chambishi Southeast prospect, Zambia. Precambrian Research 25: 119–133.

Fleischer, V.D., Garlick, W.G., and Haldane, R. 1976. Geology of the Zambian copper belt. In: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits: II Regional Studies and Specific Deposits, vol. 6 (ed. K.H. Wolff), 223–352. Elsevier.

Force, E.C. (1991a). Geology of titanium deposits. Bulletin Geological Society of America 129: 19–37.

Force E.C. (1991b) Placer deposits in shoreline-related sands of Quaternary Age. United States Geological Survey, Special Publication.

Force, E.C. and Maynard, J.B. 1991. Manganese: syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. In: Sedimentary and Diagenetic Mineral Deposits: A Basin Analysis Approach to Exploration, Reviews in Economic Geology, vol. 5 (eds. E.R. Force, J.J. Eidel and J.B. Maynard), 147–157. Society of Economic Geologists.

Force, E.C., Eidel, J.J., and Maynard, J.B. 1991. Sedimentary and Diagenetic Mineral Deposits: A Basin Analysis Approach to Exploration, Reviews in Economic Geology, vol. 5. Society of Economic Geologists, 216 pp.

Forsman, J.P. and Hunt, J.M. 1958. Insoluble organic matter (kerogen) in sedimentary rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 15: 170–182.

Frakes, L.A. and Bolton, B.R. 1992. Effects of ocean chemistry, sea level and climate on the formation of primary sedimentary manganese deposits. Economic Geology 87: 1207–1217.

Francheteau, J., Needham, H.D., Choukroune, P. et al. 1979. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. Nature 277: 523–528.

Frank, J.R., Cluff, S., and Bauman, J.E. 1982. Painter reservoir, East Painter reservoir and Clear Creek Fields, Unita County, Wyoming. In: Geologic Studies of the Cordilleran Thrust Belt (ed. R.B. Powers), 601–618. Colorado: Rocky Mountain Association of Geologists.

Franklin, J.M. 1993. Volcanic-associated massive sulfide deposits. In: Mineral Deposit Modeling, Special paper, vol. 40 (eds. R.V. Kirham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, et al.), 315–334. Geological Association of Canada.

Franklin, J.M., Lydon, J.W., and Sangster, D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. Economic Geology 75: 485–627.

Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., and Galley, A.G. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: One Hundredth Anniversary Volume (eds. J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards), 523–560. Society of Economic Geologists.

Freitsch, R. 1978. On the origin of iron ores of the Kiruna type. Economic Geology 73: 478–485.

Friedman, G.M., Sanders, J.E., and Kopaska-Merkel, D.C. 1992. Principles of Sedimentary Deposits. Macmillan, 717 pp.

Frimmel, H.E. 1997. Detrital origin of hydrothermal Witwatersrand gold: a review. Terra Nova 9 (4): 192–197.

Frimmel, H.E. and Minter, W.E.L. 2002. Recent developments concerning the geological history and genesis of the Witwatersrand gold deposits, South Africa. Society of Economic Geologists, Special Publication 9: 17–45.

Frimmel, H., Hallbauer, D.K., and Gartz, V.H. 1999. Gold mobilizing fluids in the Witwatersrand basin: composition and possible sources. Mineralogy and Petrology 66: 55–81.

Fuchs, W.A. and Rose, A.W. 1974. The geochemical behaviour of platinum and palladium in the weathering cycle in the Stillwater Complex, Montana. Economic Geology 69: 332–346.

Fyfe, W.S. 2000. The life support system: toward Earth sense. In: Earth Systems: Processes and Issues (ed. W.G. Ernst), 506–515. Cambridge University Press.

Gaál, G. 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. Precambrian Research 35: 15–52.

Gaál, G. 1990. Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Shield. Precambrian Research 46: 83–114.

Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I. 2007. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: Mineral Deposits of Canada (ed. W.D. Goodfellow), 141–162. Geological Association of Canada Special Publication 5.

Galloway, W.E. and Hobday, D.K. 1983. Terrigeneous Clastic Depositional Systems. Springer-Verlag, 423 pp.

Gardiner, N.J., Robb, L.J., Morley, C.K. et al. 2016. The tectonic and metallogenic framework of Myanmar: a Tethyan mineral system. Ore

Geology Reviews 79: 26–45. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.04.02.
Garlick, W.G. 1982. Erosion of the folded copper-rich arenite filling of a rolled-up algal mat, Mufulira, Zambia. Economic Geology 77: 1934–1950.
Garrels, R.M. and Christ, C.L. 1965. Solutions, Minerals and Equilibria. Harper and Row, 450 pp.
Garven, G. and Raffensperger 1997. Hydrogeology and geochemistry of ore genesis in sedimentary basins. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3e (ed. H.L. Barnes), 125–190. Wiley.
Garven, G., Ge, S., Person, M.A., and Sverjensky, D.A. 1993. Genesis of stratabound ore deposits in the midcontinent basins of North America. American Journal of Science 293: 497–568.
Gernon, T.M., Fontana, G., Field, M. et al. 2009. Pyroclastic flow deposits from a kimberlite eruption: the Orapa south crater, Botswana. Lithos 112S: 566–578.
Gibson, R.L. and Reimold, W.U. 1999. The significance of the Vredefort dome for the thermal and structural evolution of the Witwatersrand Basin, South Africa. Mineralogy and Petrology 66: 5–23.
Giggenbach, W. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 3e (ed. H.L. Barnes), 737–796. Wiley.
Giggenbach, W.F. and Soto, R.C. 1992. Isotopic and chemical composition of water and steam discharges from volcanic-magmatic-hydrothermal systems of the Guanacaste Geothermal Province, Costa Rica. Applied Geochemistry 7: 309–332.
Gill, R. 1996. Chemical Fundamentals of Geology. Chapman & Hall, 290 pp.
Gilmour, P. 1976. Some transitional types of mineral deposits in volcanic and sedimentary rocks. In: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits, vol. 1 (ed. K.H. Wolf), 111–160. Elsevier.
Giordano, T.H. 1994. Metal transport in ore fluids by organic ligand complexation. In: Organic Acids in Geological Processes (eds. E.D. Pittman and M.D. Lewan), 319–354. Springer-Verlag.
Giordano, T.H. 2002. Transport of Pb and Zn by carboxylate complexes in basinal brine fluids and related petroleum-field brines at 100°C: the influence of pH and oxygen fugacity. Geochemical Transactions 3 (8): 56–72.
Giordano, T.H. and Kharaka, Y.K. 1994. Organic ligand distribution and speciation in sedimentary basin brines, diagenetic fluids and related ore solutions. In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, vol. 78 (ed. J. Parnell), 175–202. Geological Society, Special Publication.
Gize, A.P. 1999. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits. Economic Geology 94: 967–980.
Gize, A.P. and Hoering, T.C. 1980. The organic matter in Mississippi Valley-type deposits. Carnegie Institute of Washington Yearbook 79: 384–388.
Glennie, K.W. 2000. Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: a tale of two oceans. SEPM, Special Publication 69: 9–20.
Gluyas, J. and Swarbrick, R. 2004. Petroleum Geoscience. Oxford: Blackwell Science, 359 pp.
Goldhaber, M.B., Reynolds, R.L., and Rye, R.O. 1978. Origin of a south-Texas roll-type uranium deposit: II. Sulfide petrology and sulfur isotope studies. Economic Geology 73: 1690–1705.
Goldhaber, M.B., Reynolds, R.L., and Rye, R.O. 1983. Role of fluid mixing and fault-related sulfide in the origin of the Ray Point uranium district, south Texas. Economic Geology 78: 1043–1063.
Golightly, J.P. 1981. Nickeliferous laterite deposits. Economic Geology 75: 710–735.
Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., and Turner, R.J.W. 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SedEx) zinc-lead-silver sulfide deposits. In: Mineral Deposit Modeling, Special paper, vol. 40 (eds. R.V. Kirham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, et al.), 201–252. Geological Association of Canada.
Gower, C.F., Ryan, A.B., and Rivers, T. 1990. Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica, Special Paper, vol. 38 (eds. C.F. Gower, T. Rivers and A.B. Ryan), 1–20. Geological Association Canada.
Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and Smith, A.G. 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press.
Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., and Ogg, G. 2012. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, 1176 pp.
Grainger, C.J., Groves, D.I., and Costa, C.H.C. 2002. The epigenetic sediment-hosted Serra Pelada Au-PGE deposit and its potential genetic association

with Fe oxide Cu-Au mineralization within the Carajás Mineral Province, Amazon Craton, Brazil. In: Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt (ed. J.P. Richards), 47–64. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 19.

Greyling, L.N., Robb, L.J., Master, S., and Boiron, M.C. 2005. The nature of early mineralising fluids associated with the Chambishi deposit, Zambian Copperbelt. Journal of African Earth Sciences. Special Issue 42: 159–172.

Grinenko, L.N. 1985. Sources of sulphur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform. International Geological Reviews 27: 695–708.

Gross, G.A. 1980. A classification of iron-formation based on depositional environments. Canadian Mineralogist 18: 215–222.

Gross, G.A., Gower, C.F. and Lefebure, D.V. 1997 Magmatic Ti–Fe–V oxide deposits. Geological Fieldwork 1997, British Columbia Ministry of Employment and Investment Paper 1998-1, pp. 24J-1–24J-3.

Groves, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. Mineralium Deposita 28: 366–374.

Groves, D.I. and Bierlein, F.P. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. Journal of the Geological Society 164: 19–30.

Groves, D.I. and McCarthy, T.S. 1978. Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. Mineralium Deposita 13: 11–26.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M. et al. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geology Reviews 13: 7–27.

Guilbert, J.M. and Park, C.F. 1986. The Geology of Ore Deposits. W.H. Freeman and Co, 985 pp.

Gustafson, L.B. and Williams, N. 1981. Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc. Economic Geology 75: 139–178.

Haeussler, P.J., Bradley, D., Goldfarb, R. et al. 1995. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska. Geology 23: 995–998.

Hagemann, S.G. and Cassidy, K.F. 2000. Archean orogenic lode gold deposits. In: Gold in 2000, Reviews in Economic Geology, vol. 13 (eds. S. Hagemann and P.E. Brown), 9–68. Society of Economic Geologists.

Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P. et al. 2016. BIF-hosted iron mineral system: a review. Ore Geology Reviews 76: 317–359.

Haggerty, S.E. 1989. Mantle metasomes and the kinship between carbonatites and kimberlites. In: Carbonatites Genesis and Evolution (ed. J.D. Bell). Unwin Hyman, 618 pp.

Haggerty, S.E. 1999. A diamond trilogy: superplumes, supercontinents and supernovae. Science 285: 851–860.

Hall, A. 1996. Igneous Petrology. Longman, 551 pp.

Hall, R.P. and Hughes, D.J. 1993. Early Precambrian crustal development: changing styles of mafic magnatism. Journal of the Geological Society 150: 625–635.

Hallam, A. 1992. Phanerozoic Sea-Level Changes. Columbia University Press, 266 pp.

Hannah, J.L. and Stein, H.J. 1990. Magmatic and hydrothermal processes in ore-bearing systems. In: Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes, Special Paper, vol. 246 (eds. H.J. Stein and J.L. Hannah), 1–10. Geological Society of America.

Hannington, M.D. 2014. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 463–488. Oxford: Elsevier.

Hanor, J.S. 1979. The sedimentary genesis of hydrothermal fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 137–172. Wiley-Interscience.

Hanor, J.S. 1994. Origin of saline fluids in sedimentary basins. In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, vol. 78 (ed. J. Parnell), 151–174. Geological Society, Special Publication.

Hardisty, J. 1994. Beach and nearshore sediment transport. In: Sediment Transport and Depositional Processes (ed. K. Pye), 219–255. Blackwell Scientific.

Harland, W.B. 1965. Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. Geologische Rundschau 54: 45–61.

Harland, W.B. 1989. A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 263 pp.

Harmer, R.E. and Gittins, J. 1998. The case for primary mantle-derived carbonatite magma. Journal of Petrology 39: 1895–1903.

Hartleb, J.W.O. 1988. The Langer Heinrich uranium deposit: Southwest Africa/Namibia. Ore Geology Reviews 3: 277–287.

Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B. et al. 2010. The generation and evolution of the

continental crust. Journal Geological Society London 167: 229–248.

Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., and Dhuime, B. 2016. Tectonics and crustal evolution. GSA Today 26 (9): 4–11.

Haynes, D.W. (1986a). Stratiform copper deposits hosted by low-energy sediments: I. Timing of sulfide precipitation – an hypothesis. Economic Geology 81: 250–265.

Haynes, D.W. (1986b). Stratiform copper deposits hosted by low-energy sediments: II. Nature of source rocks and composition of metal-transporting water. Economic Geology 81: 266–280.

Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T., and Reed, M.H. 1995. Olympic Dam ore genesis: a fluid-mixing model. Economic Geology 90: 281–307.

Heath, G.R. 1981. Ferromanganese nodules of the deep sea. Economic Geology 75: 736–765.

Hecht, L. and Cuney, M. 2000. Hydrothermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada); implications for the formation of unconformity-related uranium deposits. Mineralium Deposita 35: 791–795.

Heckenmüller, M., Narita, D. and Klepper, G. 2014. Global availability of phosphorus and its implications for global food supply: an economic overview. Kiel Institute for the World Economy, Working Paper 1897.

Hedenquist, J.W. and Aoki, M. 1991. Meteoric interaction with magmatic discharges in Japan and the significance for mineralization. Geology 14: 1041–1044.

Hedenquist, J.W., Simmons, S.F., Giggenbach, W.F., and Eldridge, C.S. 1993. White Island, New Zealand, volcanic-hydrothermal system represents the geochemical environment of high-sulfidation Cu and Au ore deposition. Geology 21: 731–734.

Hedenquist, J.W., Izawa, E., White, N.C. et al. 1994. Geology, geochemistry and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. Economic Geology 89: 1–30.

Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A., and White, N.C. 1996. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, Resource Geology Special Publication, vol. 1. Society of Resource Geology, 17 pp.

Hedenquist, J.W., Arribas, A., and Reynolds, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centred hydrothermal system: far Southeast-Lepanto porphyry – epithermal Cu–Au deposits, Phillipines. Economic Geology 93: 373–404.

Hedenquist, J.W., Arribas, R.A., and Gonzalez, U.E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: Gold in 2000, Reviews in Economic Geology, vol. 13 (eds. S. Hagemann and P.E. Brown), 245–277. Society of Economic Geologists.

Hein, J.R. and Koschinsky, A. 2014. Deep-ocean ferromanganese crusts and nodules. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 273–291. Oxford: Elsevier.

Heinrich, C.A., Ryan, C.G., Mernagh, T.P., and Eadington, P.J. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapour: a fluid inclusion study using PIXE microanalysis. Economic Geology 87: 1566–1583.

Heinrich, C.A., Gunther, D., Audetat, A. et al. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. Geology 27: 755–758.

Hekinian, H. and Fouquet, Y. 1985. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13 °N. Economic Geology 80: 221–249.

Helgeson, H. 1964. Complexing and Hydrothermal Ore Deposition. Pergamon Press, 128 pp.

Helmy, H.M., Ballhaus, C., Fonseca, R.O.C. et al. 2013. Noble metal nanoclusters and nanoparticles precede mineral formation in magmatic sulphide melts. Nature Communications 4: 2405. https://doi.org/10.1038/ncomms3405.

Herzberg, C., Condie, K., and Korenaga, J. 2010. Thermal history of the Earth and its petrological expression. Earth and Planetary Science Letters 292: 79–88.

Herzig, P.M. and Hannington, M.D. 1995. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor; a review. Ore Geology Reviews 10: 95–115.

Hiemstra, S.A. 1979. The role of collectors in the formation of the platinum deposits in the Bushveld complex. In: Nickel-Sulfide and Platinum-group-element Deposits, vol. 17 (ed. A.J. Naldrett), 469–482. Canadian Mineralogist.

Hildebrand, R.S. 1986. Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Canada. Economic Geology 81: 640–659.

Hoffman, P.F. 1988. United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and

growth of Laurentia. Annual Reviews of Earth and Planetary Science 16: 543–603.

Hoffman, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? Science 252: 1409–1411.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., and Schrag, D.P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. Science 281: 1342–1346.

Hofstra, A. and Cline, J. 2000. Characteristics and models for Carlin type gold deposits. In: Gold in 2000, Reviews in Economic Geology, vol. 13 (eds. S. Hagemann and P.E. Brown), 163–220. Society of Economic Geologists.

Holland, H.D. 1972. Granites, solutions and base metal deposits. Economic Geology 67: 281–301.

Holland, H.D. 1984. The Chemical Evolution of the Atmosphere and the Oceans. Princeton University Press, 598 pp.

Holland, H.D. 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans. Philosophical Transactions Royal Society B361: 903–915.

Holloway, J.R. 1987. Igneous fluids. In: Thermodynamic Modelling of Geologic Materials: Minerals, Fluids and Melts, Reviews in Mineralogy, vol. 17 (eds. I.S.E. Carmichael and H.P. Eugster), 211–234. Mineralogical Society of America.

Holwell, D.A. and Keays, R.R. 2014. The formation of low-volume, high-tenor magmatic PGE-Au sulphide mineralization in closed systems: evidence from precious and base metal geochemistry of the Platinova Reef, Skaergaard Intrusion, East Greenland. Economic Geology 109: 387–406.

Holzheid, A., Sylvester, P., O'Neill, H.S.C. et al. 2000. Evidence for a late chondritic veneer in the Earth's mantle from high-pressure partitioning of palladium and platinum. Nature 406: 396–399.

Hughes, M.G., Keene, J.B., and Joseph, R.G. 2000. Hydraulic sorting of heavy mineral grains by swash on a medium-sand beach. Journal of Sedimentary Research 70: 994–1004.

Humphreys, M.C.S. 2011. Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: evidence from Ti in plagioclase from the Skaergaard Intrusion. Journal of Petrology 52: 147–174.

Hunt, J.M. 1979. Petroleum Geochemistry and Geology. W.H. Freeman and Company, 617 pp.

Huppert, H.H. and Sparks, R.S.J. 1980. Restrictions on the compositions of mid-ocean ridge basalts; a fluid dynamical investigation. Nature 286: 46–48.

Hutchinson, R.W. and Searle, D.L. 1971. Stratabound pyrite deposits in Cyprus and relation to other sulphide ores, vol. 3, 198–205. Society of Mining Geologists Japan, Special Publication.

Hutchison, C.S. 1983. Economic Deposits and Their Tectonic Setting. Macmillan Press, 365 pp.

Hyndman, D.W. 1981. Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. Geology 9: 244–249.

Irvine, T.N. 1977. Origin of chromitite layers in the Muskox Intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. Geology 5: 273–277.

Irvine, T.N., Keith, D.W., and Todd, S.G. 1983. The J-M platinum–palladium reef of the Stillwater Complex, Montana: II. origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex. Economic Geology 78: 1287–1334.

Irvine, T.N., Anderson, J.C.Ø., and Brooks, K. 1998. Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard Intrusion: geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers. Bulletin of the Geological Society of America 110: 1398–1447.

Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology 26: 293–305.

Ishihara, S. 1978. Metallogenesis in the Japanese island arc system. Journal of the Geological Society 135: 389–406.

Ishihara, S. 1981. The granitoid series and mineralization. Economic Geology 75: 458–484.

Ishihara, S. and Takenouchi, S. 1980. Granitic Magmatism and Related Mineralization, vol. 8. Society of Mining Geologists of Japan, Special Issue, 247 pp.

Isley, A.E. 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation. The Journal of Geology 103: 169–185.

Isley, A.E. and Abbott, D.H. 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron-formation. Journal of Geophysical Research 104 (B7): 15461–15477.

Issa Filho, A.I., Riffel, B.F. and de Faria Sousa, C.A. 2014. Some aspects of the mineralogy of CBMM niobium deposit and mining and pyrochlore ore processing, Araxá, MG, Brazil. www.cbmm.com

Ixer, R.A. 1990. Atlas of Opaque and Ore Minerals in Their Associations. Open University Press, 208 pp.

Izawa, E., Etho, J., Misuzu, H. et al. 2001. Hishikari gold mineralization: a case study of the Hosen

No. 1 vein hosted by basement Shimanto rocks, southern Kyushu, Japan. In: Epithermal Gold Mineralization and Modern Analogues, Kyushu, Japan, Guidebook Series, vol. 34 (eds. C.A. Feebrey, T. Hayashi and S. Taguchi), 21–30. Society of Economic Geologists.

Jackson, N.J., Willis-Richards, J., Manning, D.A.C., and Sams, M. 1989. Evolution of the Cornubian Ore Field, southwest England: part II. Mineral deposits and ore-forming processes. Economic Geology 84: 1101–1133.

Jahns, R.H. and Burnham, C.W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Economic Geology 64: 843–864.

James, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. Economic Geology 49: 235–293.

Jean, G.E. and Bancroft, G.M. 1985. An XPS and SEM study of gold deposition at low temperatures on sulphide mineral surfaces: concentration of gold by adsorption/reduction. Geochimica et Cosmochimica Acta 49: 979–987.

Jean, G.E. and Bancroft, G.M. 1986. Heavy metal adsorption by sulphide mineral surfaces. Geochimica et Cosmochimica Acta 50: 1455–1463.

Johnson, J.P. and Cross, K.C. 1991. Geochronological and Sm–Nd isotopic constraints on the genesis of the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, South Australia. In: Source, Transport and Deposition of Metals (ed. M. Pagel), 395–400. Balkema.

Johnson, J.P. and Cross, K.C. 1995. U-Pb geochronological constraints on the genesis of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, South Australia. Economic Geology 90 (5): 1046–1063.

Johnson, J.P. and McCulloch, M.T. 1995. Sources of mineralizing fluids for the Olympic Dam deposit (South Australia): Sm–Nd isotopic constraints. Chemical Geology 121: 177–199.

Jones, H.D. and Kesler, S.E. 1992. Fluid inclusion gas chemistry in east Tennessee Mississippi Valley-type districts: evidence for immiscibility and implications for depositional mechanisms. Geochimica et Cosmochimica Acta 56: 137–154.

Jones, A.P., Genge, M., and Carmody, L. 2013. Carbonate melts and carbonatites. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 75: 289–322.

Jowett, E.C., Rydzewski, A., and Jowett, R.J. 1987. The Kupferschiefer Cu–Ag deposits in Poland: a re-appraisal of the evidence of their origin and presentation of a new genetic model. Canadian Journal of Earth Sciences 24: 2016–2037.

Jugo, P.J. 2009. Sulfur content at sulphide saturation in oxidized magmas. Geology 37: 415–418.

Jugo, P.J., Luth, R.W., and Richards, J.P. 2005. An experimental study of the sulphur content in basaltic melts saturated with immiscible sulphide or sulphate liquids at 1300°C and 1.0 GPa. Journal of Petrology 46: 783–798.

Kasting, J.F. 1993. Evolution of the Earth's atmosphere and hydrosphere. In: Organic Geochemistry (eds. M.H. Engel and S.A. Macko). Plenum Press, 821 pp.

Kazakov, A.V. 1937. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. U.S.S.R. Transactions of the Scientific Institute of Fertilizers and Insecto-Fungicides 42: 95–113.

Kazakov, A.V. 1939. Phosphatic facies: origin of phosphorites and geological factors of the formation of deposits. U.S.S.R. Transactions of the Scientific Institute of Fertilizers and Insecto-Fungicides 45: 1–108.

Kearey, P. (ed.) 1993. The Encyclopedia of the Solid Earth Sciences. Blackwell Scientific Publications, 713 pp.

Kearey, P. and Vine, F. 1996. Tectonics. Blackwell Science, 333 pp.

Kendall, A.C. and Harwood, G.M. 1996. Marine evaporites; arid shorelines and basins. In: Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy (ed. H.G. Reading), 281–324. Blackwell Science.

Kennicutt, M.C., Brooks, J.M., and Cox, H.B. 1993. The origin and distribution of gas hydrates in marine sediments. In: Organic Geochemistry (eds. M.H. Engel and S.A. Macko). Plenum Press, 861 pp.

Keppler, H. and Wyllie, P.J. 1991. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite–H2O–HCl and haplogranite–H2O–HF. Contributions to Mineralogy and Petrology 109: 139–150.

Kerrich, R. and Cassidy, K.F. 1994. Temporal relationships of lode-gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation – Archean to present: a review. Ore Geology Reviews 9: 263–310.

Kerrich, R., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P. 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. In: One Hundredth Anniversary Volume (eds. J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P.

Richards), 1097–1136. Society of Economic Geologists.

Kesler, S.E., Gruber, P.W., Medina, P.A. et al. 2012. Global lithium resources – relative importance of pegmatite, brine and other deposits. Ore Geology Reviews 48: 55–69.

Key, R., Liyungu, A.K., Njamu, F.M. et al. 2001. The western arm of the Lufilian arc, NW Zambia and its potential for Cu mineralization. Journal of African Earth Sciences 33: 503–528.

Kharaka, Y.K. and Hanor, J.S. 2014. Deep fluids in sedimentary basins. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 472–515. Oxford: Elsevier.

Kilinc, I.A. and Burnham, C.W. 1972. Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. Economic Geology 67: 231–235.

Kimura, K., Lewis, R.S., and Anders, S. 1974. Distribution of gold and rhenium between nickel-iron and silicate melts; implications for the abundance of siderophile elements on the Earth and Moon. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 683–701.

Kinloch, E.D. 1982. Regional trends in the platinum group mineralogy of the Critical Zone of the Bushveld Complex, South Africa. Economic Geology 77: 1328–1347.

Kinnaird, J.A. 1987. Hydrothermal alteration and mineralization of the Nigerian anorogenic ring complexes, with special reference to the Saiya-Shokobo Complex. PhD thesis. University of St. Andrews.

Kinnaird, J.A., Kruger, F.J., Nex, P.A.M., and Cawthorn, R.G. 2002. Chromitite formation: a key to understanding processes of platinum enrichment. In: 21st Century of Pt–Pd Deposits: Current and Future Potential (eds. I. McDonald, A.G. Gunn and H.M. Prichard), 23–35. Institute of Mining Metallurgy.

Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J. et al. 2001. A detrital model for the origin of gold and sulfides in the Witwatersrand basin based on Re–Os isotopes. Geochimica et Cosmochimica Acta 65: 2149–2159.

Kirk, J., Ruiz, J., Chesley, J. et al. 2002. A major Archean, gold- and crust-forming event in the Kaapvaal Craton, South Africa. Science 297: 1856–1858.

Kirkham, R.V. 1989. Distribution, settings and genesis of sediment-hosted stratiform copper deposits. In: Sediment-Hosted Stratiform Copper Deposits, Special Paper, vol. 36 (eds. R.W. Boyle, A.C. Brown, C.W. Jefferson, et al.), 3–38. Geological Association of Canada.

Kirkham, R.V. and Roscoe, S.M. 1993. Atmospheric evolution and ore deposit formation. Resource Geology, Special Issue 15: 1–17.

Kirschvink, J.L. and Hagadorn, J.W. 2000. A grand unified theory of biomineralization. In: The Biomineralization of Nano- and Microstructures (ed. E. Bauerlein), 139–150. Wiley-VCH Verlag GmbH.

Kisvarsanyi, G. 1977. The role of the Precambrian igneous basement in the formation of stratabound lead-zinc-copper deposits in southeast Missouri. Economic Geology 72: 435–442.

Klappa, C.F. 1983. A process-response model for the formation of pedogenic calcretes. In: Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials. Special Publication, vol. 11 (ed. R.C.L. Wilson), 211–220. Geological Society of London.

Klein, C. and Beukes, N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan Iron-Formation in Canada. Economic Geology 88: 542–565.

Klemd, R., Hirdes, W., Olesch, M., and Oberthür, T. 1993. Fluid inclusions in quartz-pebbles of the gold-bearing Tarkwaian conglomerates of Ghana as guides to their provenance area. Mineralium Deposita 28: 334–343.

Kneeshaw, M. 2002. Guide to the Geology of the Hamersley and Northeast Pilbara Iron Ore Provinces. Handbook. BHP Billiton, 34 pp.

Knipe, S.W., Foster, R.P., and Stanley, C.J. 1992. Role of sulphide surfaces in sorption of precious metals from hydrothermal fluids. Transactions of the Institute of Mining Metallurgy Section B 101: B83–B88.

Kocurek, G.A. 1996. Desert aeolian systems. In: Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy (ed. H.G. Reading), 125–153. Blackwell Science.

Kojima, S., Takeda, S., and Kogita, S. 1994. Chemical factors controlling the solubility of uraninite and their significance in the genesis of unconformity related uranium deposits. Mineralium Deposita 29: 353–560.

Komar, P.D. 1989. Physical processes of waves and currents and the formation of marine placers. Reviews in Aquatic Sciences 1 (3): 393–423.

Komar, P.D. and Wang, C. 1984. Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. Journal of Geology 92: 637–655.

Konhauser, K.O. 1998. Diversity of bacterial iron mineralization. Earth-Science Reviews 43: 91–121.

Konhauser, K.O. 2003. Introduction to Geomicrobiology. Blackwell Publishing.

Konhauser, K.O. and Ferris, F.G. 1996. Diversity of iron and silica precipitation by microbial mats in hydrothermals waters, Iceland: implications for Precambrian iron-formations. Geology 24: 323–326.

Konhauser, K.O., Kappler, A., and Roden, E.E. 2011. Iron in microbial metabolisms. Elements 7: 89–93.

Korenaga, J. 2013. Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations. Annual Reviews Earth & Planetary Sciences 41: 117–151.

Krauskopf, K.B. and Bird, D.K. 1995. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, 647 pp.

Krogh, T.E., Davis, D.W., and Corfu, F. 1984. Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbury area. In: The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure, vol. 1 (eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett and P.E. Giblin), 431–446. Ontario Geological Survey, Special Publication.

Kröner, A. and Layer, P.W. 1992. Crust formation and plate motion in the Early Archean. Science 256: 1405–1411.

Kruger, F.J. 1994. The Sr-isotopic stratigraphy of the western Bushveld Complex. South African Journal of Geology 97: 393–398.

Kruger, F.J. and Marsh, J.S. 1982. Significance of 87Sr/ 86Sr ratios in the Merensky cyclic unit of the Bushveld igneous Complex, South Africa. Nature 298: 53–55.

Kruger, F.J. and Marsh, J.S. 1985. The mineralogy, petrology, and origin of the Merensky Cyclic Unit in the western Bushveld Complex. Economic Geology 80: 958–974.

Kushiro, I. 1980. Viscosity, density and structure of silicate melts at high pressure and their petrologic implications. In: Physics of Magmatic Processes (ed. R.B. Hargraves), 93–120. Princeton University Press.

Kutina, J., Telupil, A., Adam, J., and Pacesova, M. 1967. On the vertical extent of ore deposition of the Prbram ore veins. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B: Applied Earth Science 76: 732.

Kvenvolden, K.A. 1988. Methane hydrate: a major reservoir of carbon in the shallow geosphere. Chemical Geology 71: 41–51.

Kvenvolden, K.A. 1995. A review of the geochemistry of methane in natural gas hydrate. Organic Geochemistry 23: 997–1008.

Kvenvolden, K.A. and McMenamin, M.A. 1980 Hydrates of natural gas: a review of their geologic occurrence. United States Geological Survey, Circular 825.

Kynicky, J., Smith, J.P., and Xu, C. 2012. Diversity of rare earth deposits: the key example of China. Elements 8 (5): 361–367.

LaBerge, G.L. 1973. Possible biologic origin of Precambrian iron-formations. Economic Geology 68: 1098–1109.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., and Dewey, J. 1997. Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile. In: Orogeny Through Time, vol. 121 (eds. J.-P. Burg and M. Ford), 237–264. The Geological Society, Special Publication.

Langmuir, D. 1978. Uranium solution–mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. In: Uranium Deposits, Their Mineralogy and Origin, Short Course Handbook, vol. 3 (ed. M.M. Kimberley), 17–55. Mineralogical Association of Canada.

Langmuir, C.H. 1989. Geochemical consequences of in situ crystallization. Nature 340: 199–205.

Large, R.R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles and genetic models. Economic Geology 87: 471–510.

Larsen, K.G. 1977. Sedimentology of the Bonneterre Formation, Southeast Missouri. Economic Geology 72: 408–419. Larson, R.L. 1991. Geological consequences of superplumes. Geology 19: 963–966.

Larter, S.R. and Head, I.M. 2014. Oil sands and heavy oil: origin and exploitation. Elements 10: 277–284.

Le Bas, M.J. 1987. Nephelinites and carbonatites. In: Alkaline Igneous Rocks (eds. J.G. Fitton and B.G.J. Upton), 53–83. Geological Society of London, Special Publication, 30.

Le Fort, P. 1975. Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc. American Journal Science 275A: 1–44.

Leach, D.L., Bradley, D., Lewchuk, M.T. et al. 2001. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geologic time: implications from recent age-dating research. Mineralium Deposita 36: 711–740.

LeCheminant, A.N. and Heaman, L.M. 1989. Mackenzie igneous events, Canada; middle Proterozoic hotspot magmatism associated with

ocean opening. Earth and Planetary Science Letters 96: 38–48.

Lee, C.A. and Butcher, A.R. 1990. Cyclicity in the Sr isotope stratigraphy through the Merensky and Bastard reef units, Atok section, eastern Bushveld Complex. Economic Geology 85: 877–883.

Leeder, M. 1999. Sedimentology and Sedimentary Basins from Turbulence to Tectonics. Blackwell Science, 592 pp.

Lesher, C.M. 1989. Komatiite-hosted nickel sulfide deposits. Reviews in Economic Geology 4: 45–101.

Leventhal, J. 1993. Metals in black shales. In: Organic Geochemistry (eds. M.H. Engel and S.A. Macko), 581–592. Plenum Press.

Leythauser, D., Radke, M., and Schaefer, R.G. 1984. Efficiency of petroleum expulsion from shale source rocks. Nature311: 745–748. https://doi.org/10.1038/311745a0.

Li, C. and Naldrett, A.J. 1994. A numerical model for the compositional variations of Sudbury sulfide ores and its application to exploration. Economic Geology 89: 1599–1607.

Li, C., Maier, W.D., and de Waal, S.A. (2001a). Magmatic Ni–Cu versus PGE deposits: contrasting genetic controls and exploration implications. South African Journal of Geology 104: 309–318.

Li, C., Maier, W.D., and De Waal, S. (2001b). The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex; thermodynamic calculations and new interpretations. Economic Geology 96: 653–662.

Lightfoot, P.C. 2016. Nickel Sulphide Ores and Impact Melts: Origin of the Sudbury Igneous Complex. Elsevier, 680 pp.

Lightfoot, P.C., Keays, R.R., and Doherty, W. 2001. Chemical evolution and origin of nickel sufide mineralization in the Sudbury Igneous Complex, Ontario, Canada. Economic Geology 96: 1855–1875.

Lindgren, W. 1933. Mineral Deposits. McGraw-Hill, 930 pp. Ling, M.-X., Liu, Y.-L., Williams, I.S. et al. 2013. Formation of the World's largest REE deposit through protracted fluxing of carbonatite by subduction-derived fluids. Scientific Reports 3: 1776. https://doi.org/10.1038/srep01776.

Linnen, R., Trueman, D.L., and Burt, R. 2014. Tantalum and niobium. In: Critical Metals Handbook (ed. G. Gunn), 361–384. Wiley/AGU.

Lipin, B.R. 1993. Pressure increases, the formation of chromite seams, and the development of the Ultramafic Series in the Stillwater Complex, Montana. Journal of Petrology 34: 955–976.

Liu, K., Cruzan, J., and Saykally, R.J. 1996. Water clusters. Science 271: 929–933.

London, D. 1990. Internal differentiation of rare-element pegmatites: a synthesis of recent research. In: Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing processes, Special Paper, vol. 246 (eds. H.J. Stein and J.L. Hannah), 35–50. Geological Society of America.

London, D. 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. Canadian Mineralogist 30: 499–540.

London, D. 1996. Granitic pegmatites. Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences 87: 305–319.

London, D. 2005. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. Lithos 80: 281–303.

Lottermoser, B.G. and Ashley, P.M. 2000. Geochemistry, petrology and origin of Neoproterozoic ironstones in the eastern part of the Adelaide Geosyncline, South Australia. Precambrian Research 101: 49–67.

Lowenstam, H.A. 1981. Minerals formed by organisms. Science 211: 1126–1131.

Lowenstern, J.B. 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. Geology 22: 893–896.

Lowenstern, J.B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. Mineralium Deposita 36: 490–502.

Lowenstern, J.B., Mahood, G.A., Rivers, M.L., and Sutton, S.R. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase. Science 252: 1405–1408.

Lydon, J.W. 1988. Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 2: Genetic models. Geoscience Canada 15: 43–65.

Lynn, M.D., Wipplinger, P.E., and Wilson, M.G.C. 1998. Diamonds. In: The Mineral Resources of South Africa. Handbook, 16 (eds. C.R. Anhaeusser and M.G.C. Wilson), 232–258. Council for Geoscience.

MacKenzie, F.T. 1975. Sedimentary cycling and the evolution of sea water. In: Chemical Oceanography (eds. J.P. Riley and G. Skirrow), 309–364. Academic Press.

Mackenzie, A.S., Price, I., Leythauser, D. et al. 1987. The expulsion of petroleum from Kimmeridge Clay source-rocks in the area of the Brae Oilfield, UK continental shelf. In: Petroleum Geology of

North West Europe (eds. J. Brooks and K. Glennie), 865–877. London: Graham & Trotman.

MacLean, W.H. 1969. Liquidus phase relationships in the FeS-FeO-Fe3O4-SiO2 system, and their application in geology. Economic Geology 64: 865–884.

Maier, W.D., Karykowski, B.T., and Yang, S.-H. 2016. Formation of transgressive anorthosite seams in the Bushveld Complex via tectonically induced mobilization of plagioclase-rich crystal mushes. Geoscience Frontiers 7: 875–889.

Mann, A.W. 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. Economic Geology 79: 38–49.

Mann, A.W. and Deutscher, R.L. 1978. Genesis principles for the precipitation of carnotite in calcrete drainages in Western Australia. Economic Geology 73: 1724–1737.

Manning, D.A.C. and Henderson, P. 1984. The behaviour of tungsten in granitic melt–vapour systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 76: 257–262.

Mariano, A.N. 1989. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. In: Carbonatites: Genesis and Evolution (ed. J.D. Bell). Unwyn Hyman, 618 pp.

Martin, D.M., Clendenin, C.W., Krapez, B., and McNaughton, N.J. (1998a). Tectonic and geochronological constraints on late Archaean and Palaeoproterozoic stratigraphic correlation within and between the Kaapvaal and Pilbara cratons. Journal of the Geological Society 155: 311–322.

Martin, D.M., Li, Z.X., Nemchin, A.A., and Powell, C.M. (1998b). A pre-2.2 Ga age for the giant hematite ores of the Hamersley Province, Australia? Economic Geology 93: 1064–1090.

Martin, L.H.J., Schmidt, M.W., Mattsson, H.B., and Guenther, D. 2013. Element partitioning between immiscible carbonatite and silicate melts for dry and H2O-bearing systems at 1-3GPa. Journal of Petrology 54: 2301–2338.

Master, S., Rainaud, C., Armstrong, R.A. et al. 2005. Provenance ages of the Neoproterozoic Katanga Supergroup (Central African Copperbelt), with implications for basin evolution. Journal African Earth Sciences 42: 41–60.

Mathez, E.A. (1989a). Vapor associated with mafic magma and controls on its composition. In: Ore Deposition Associated with Magmas, Reviews in Economic Geology, vol. 4 (eds. J.A. Whitney and A.J. Naldrett), 21–31. Society of Economic Geology.

Mathez, E.A. (1989b). Interactions involving fluids in the Stillwater and Bushveld Complexes: observations from the rocks. In: Ore Deposition Associated with Magmas, Reviews in Economic Geology, vol. 4 (eds. J.A. Whitney and A.J. Naldrett), 167–179. Society of Economic Geology.

Mathez, E.A. 1999. On factors controlling the concentrations of platinum group elements in layered intrusions and chromitites. In: Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application to Mineral Exploration. Short course notes,, vol. 13 (eds. R.R. Keays, C.M. Lesher, P.C. Lightfoot and C.E.G. Farrow), 251–285. Geological Society Canada.

Maynard, J.B. 1991. Uranium: syngenetic to diagenetic deposits in foreland basins. In: Sedimentary and Diagenetic Mineral Deposits: A Basin Analysis Approach to Exploration, Reviews in Economic Geology, vol. 5 (eds. E.R. Force, J.J. Eidel and J.B. Maynard), 187–197. Society of Economic Geologists.

Maynard, J.B. 2014. Manganiferous sediments, rocks and ores. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 327–349. Oxford: Elsevier.

McBirney, A.R. 1985. Further considerations of double-diffusive stratification and layering in the Skaergaard Intrusion (Greenland). Journal of Petrology 26: 993–1001.

McBirney, A.R. and Noyes, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. Journal of Petrology 20: 487–554.

McCabe, P.J. 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: Special Publication 7, International Association of Sedimentologists (eds. R.A. Rahmani and R.M. Flores), 13–42. Blackwell Scientific Publications.

McCarthy, T.S. and Hasty, R.A. 1976. Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 1351–1358.

McCarthy, T.S., Cawthorn, R.G., Wright, C.J., and McIver, J.R. 1985. Mineral layering in the Bushveld Complex: implications of Cr abundances in magnetitite and intervening silicate-rich layers. Economic Geology 80: 1062–1074.

McCuaig, T.C. and Kerrich, R. 1998. P–T–t deformation-fluid characteristics of lode gold

deposits: evidence from alteration systematics. Ore Geology Reviews 12: 381–453.

McCulloch, M.T. and Bennett, V.C. 1994. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints. Geochimica et Cosmochimica Acta 58: 4717–4738.

McInnes, B.I.A., McBride, J.S., Evans, N.J. et al. 1999. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. Science 286: 512–516.

McKibben, M.A. and Hardie, L.A. 1997. Ore-forming brines in active continental rifts. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 877–930. Wiley Interscience.

McKibben, M.A., Andes, J.P., and Williams, A.E. 1988. Active ore formation at a brine interface in metamorphosed deltaic lacustrine sediments: the Salton Sea geothermal system, California. Economic Geology 83: 511–523.

McMenamin, M.A.S. and McMenamin, D.L.S. 1990. The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough. Columbia University Press, 217 pp.

Meert, J.G. and Torsvik, T.H. 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. Tectonophysics 375: 261–288.

Meinert, L.D. 1992. Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada 19: 145–162.

Meinert, L.D. 2000. Gold in skarns related to epizonal intrusions. In: Gold in 2000, Reviews in Economic Geology, vol. 13 (eds. S. Hagemann and P.E. Brown), 347–375. Society of Economic Geologists.

Meland, N. and Norman, J.O. 1966. Transport velocities of single particles in bed-load motion. Geografisca Annaler 48A: 165–182.

Merkle, R. 1992. Platinum-group minerals in the middle group of chromitite layers at Marikana, western Bushveld complex: indications for collection mechanism and postmagmatic modification. Canadian Journal of Earth Sciences 29: 209–221.

Metcalfe, R., Rochelle, C.A., Savage, D., and Higgo, J.W. 1994. Fluid–rock interactions during continental red-bed diagenesis: implications for theoretical models of mineralization in sedimentary basins. In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, vol. 78 (ed. J. Parnell), 301–324. Geological Society, Special Publication.

Meyer, C. 1981. Ore-forming processes in geologic history. Economic Geology 75: 6–41. Meyer, C. 1988. Ore deposits as guides to the geologic history of the Earth. Annual Reviews in Earth Planetary Science 16: 147–171.

Meyer, C. and Hemley 1967. Wall rock alteration. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 166–235. Holt, Rinehart and Winston. Meyer, F.M., Happel, U., Hausberg, J., and Wiechowski, A. 2002. The geometry and anatomy of the Los Pijiguaos bauxite deposit, Venezuela. Ore Geology Reviews 20: 27–54.

Meyers, P.A., Pratt, L.M., and Nagy, B. 1992. Introduction to geochemistry of metalliferous black shales. Chemical Geology 99: vii–xi.

Miall, A.D. 1978. Fluvial sedimentology: an historical review. In: Fluvial Sedimentology, vol. 5 (ed. A.D. Miall), 1–47. Canadian Society for Petroleum Geology, Memoir.

Migdisov, A.A. and Williams-Jones, A.E. 2013. A predictive model for metal transport of silver chloride by aqueous vapour in ore-forming magmatic-hydrothermal systems. Geochimica Cosmochimica Acta 104: 123–135.

Mikucki, E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: a review. Ore Geology Reviews 13: 307–321.

Milési, J.P., Ledru, P., Marcoux, E. et al. 2002. The Jacobina Paleoproterozoic gold-bearing conglomerates, Bahia, Brazil: a “hydrothermal shear–reservoir” model. Ore Geology Reviews 19: 95–136.

Milkov, A.V. 2004. Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: how much is really out there? Earth-Science Reviews 66 (3–4): 183–197.

Minter, W.E.L. 1978. A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentrations in Proterozoic Witwatersrand deposits. In: Fluvial Sedimentology, vol. 5 (ed. A.D. Miall), 801–829. Canadian Society for Petroleum Geology, Memoir.

Misra, K.C. 2000. Understanding Mineral Deposits. Kluwer Academic Publishers, 845 pp.

Mitchell, A.H.G. and Garson, M.S. 1981. Mineral Deposits and Global Tectonic Settings. Academic Press, 457 pp.

Mitchell, A.H.G. and Leach, T.M. 1991. Epithermal Gold in the Phillipines: Island Arc Metallogenesis, Geothermal Systems and Geology. Academic Press, 457 pp.

Miyano, T. and Beukes, N.J. 1987. Physicochemical environments for the formation of quartz-free manganese oxide ores from the early Proterozoic

Hotazel formation, Kalahari manganese field, South Africa. Economic Geology 82: 706–718.

Moldoveanu, G. and Papangelakis, V.G. 2012. Recovery of rare earth elements adsorbed on clay minerals. Hydrometallurgy 117–118: 71–78.

Moore, D.W., Young, L.E., Modene, J.S., and Plahuta, J.T. 1986. Geologic setting and genesis of the Red Dog zinc-lead-silver deposit, Western Brooks range, Alaska. Economic Geology 81: 1696–1727.

Moores, E.M. 1993. Neoproterozoic oceanic crustal thinning, emergence of continents, and the origin of the Phanerozoic ecosystem: a model. Geology 21: 5–8.

Morris, R.C. 1985. Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes – a conceptual model. In: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits, vol. 13 (ed. K.H. Wolf), 33–235. Elsevier.

Morris, R.C. and Kneeshaw, M. 2011. Genesis modelling for the Hamersley BIF-hosted iron ores of Western Australia – a critical review. Australian Journal of Earth Sciences 58: 417–451.

Morris, R.C., Thornber, M.R., and Ewers, W.E. 1980. Deep-seated iron ores from banded iron formation. Nature 288: 250–252.

Mote, T.I., Brimhall, G.H., Tidy-Finch, E. et al. 2001. Application of mass balance modeling of sources and sinks of supergene enrichment to exploration and discovery of the Quebrada Turquesa exotic Cu ore body, El Salvador district, Chile. Economic Geology 96: 367–386.

Muir Wood, R. 1994. Earthquakes, strain-cycling and the mobilization of fluids. In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, vol. 78 (ed. J. Parnell), 85–98. Geological Society, Special Publication.

Murck, B.W. and Campbell, I.H. 1986. The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behavior of chromium in basic and ultrabasic melts. Geochimica et Cosmochimica Acta 50: 1871–1887.

Murphy, J.B. and Nance, R.D. 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. Geology 19: 469–472.

Murphy, J.B., Nance, R.D., and Cawood, P.A. 2009. Contrasting modes of supercontinent formation and the conundrum of Pangea. Gondwana Research 15: 408–420.

Muskat, M. 1937. The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media. New York: McGraw-Hill.

Mysen, B.O. 1976. The role of volatiles in silicate melts: solubility of carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene and feldspathoid melts to 30 kbar and 1625 °C. American Journal of Science 276: 969–996.

Mysen, B.O. 2014. Water-melt interaction in hydrous magmatic systems at high temperature and pressure. Progress in Earth and Planetary Science 1 (4) https://doi.org/10.1186/2197-4282-1-4.

Mysen, B.O. and Kushiro, I. 1976. Melting behaviour of peridotite at high pressure. Eos 57: 354.

Nagaseki, H. and Hayashi, K. 2004. Vapor–liquid partitioning experiments of ore metals in boiling hydrothermal solutions using synthetic fluid inclusions. Abstract from the Annual Meeting of the Society of Resource Geology, Tokyo (June 2004), p. 17.

Nahon, D.B., Boulangé, B., and Colin, F. 1992. Metallogeny of weathering: an introduction. In: Weathering, Soils and Paleosols, Developments in Earth Surface Processes, vol. 2 (eds. I.P. Martini and W. Chesworth), 445–471. Elsevier.

Naldrett, A.J. (1989a). Magmatic Sulphide Deposits, Oxford Monographs on Geology and Geophysics. Clarendon Press, 186 pp.

Naldrett, A.J. (1989b). Stratiform PGE deposits in layered intrusions. In: Ore Deposition Associated with Magmas, Reviews in Economic Geology, vol. 4 (eds. J.A. Whitney and A.J. Naldrett), 135–165. Society of Economic Geology.

Naldrett, A.J. 1997. Models for the formation of stratabound concentrations of platinum group elements in layered intrusions. In: Mineral Deposit Modeling, Special paper, vol. 40 (eds. R.V. Kirham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, et al.), 373–388. Geological Association of Canada.

Naldrett, A.J. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis. Mineralium Deposita 34: 227–240.

Naldrett, A.J. and Lehmann, J. 1988. Spinel nonstoichiometry as the explanation for Ni-, Cu-, and PGE-enriched sulphides in chromitites. In: Geo-platinum, vol. 87 (ed. H.M. Prichard), 93–109.

Naldrett, A.J. and MacDonald, A.J. 1980. Tectonic Setting of Some Ni-Cu Sulphide Ores: Their Importance in Genesis and Exploration. In: The Continental Crust and its Mineral Deposits, Special paper, vol. 20 (ed. D.W. Strangway), 633–657. Geological Association of Canada.

Naldrett, A.J. and von Grünewaldt, G. 1989. Association of platinum-group elements with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes. Economic Geology 84: 180–187.

Naldrett, A.J. and Wilson, A.H. 1991. Horizontal and vertical variation in the noble metal distribution in the Great Dyke of Zimbabwe: a model for the origin of the PGE mineralization by fractional segregation of sulfide. Chemical Geology 88: 279–300.

Naldrett, A.J., Rao, B.V., and Evensen, N.M. 1986. Contamination at Sudbury and its role in ore formation. In: Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks (eds. M.J. Gallager, R.A. Ixer, C.R. Neary and H.M. Prichard), 75–91. Institution of Mining Metallurgy.

Nami, M. and Ashworth, S.G.E. 1993. Principles of a Sediment Sorting Model and its Application for Predicting Economic Values in Placer Deposits, vol. 17, 543–551. International Association Sedimentology, Special Publication.

Nami, M. and James, C.S. 1987. Numerical Simulation of Gold Distribution in the Witwatersrand Placers. In: Recent Developments in Fluvial Sedimentology, vol. 39 (eds. F.G. Ethridge, R.M. Flores and M.D. Harvey), 353–370. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication.

Nance, R.D. and Murphy, J.B. 2013. Origins of the supercontinent cycle. Geoscience Frontiers 4: 439–448.

Nance, R.D., Worsley, T.R., and Moody, J.B. 1986. Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. Geology 14: 514–518.

Nance, R.D., Murphy, J.B., and Santosh, M. 2014. The supercontinent cycle: a retrospective essay. Gondwana Research 25: 4–29.

Nash, J.T., Granger, H.C., and Adams, S.S. 1981. Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits. Economic Geology 75: 63–116.

Naslund, H. R. 1976 Liquid immiscibility in the system KalSi3O8-NaAlSi3O8-FeO-Fe2O3-SiO2 and its application to natural magmas. Carnegie Institution of Washington Year Book 75. pp. 592–597.

Naslund, H.R. 1983. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron bearing silicate melts. American Journal of Science 283: 1034–1059.

Naslund, H.R., Henriquez, F., Nystrom, J.O. et al. 2002. Magmatic iron ores and associated mineralization: examples from the Chilean high Andes and coastal Cordillera. In: Hydrothermal Iron Oxide-Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective (ed. T.M. Porter), 207–226. PGC Publishing.

Nebel, O., Capitanio, F.A., Moyen, J.-F. et al. 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. Philosophical Transactions of the Royal Society A A376 https://doi.org/10.1098/rsta.2018.0103.

Newton, R.C. and Manning, C.E. 2000. Quartz solubility in H2O-NaCl and H2O-CO2 solutions at deep crust-upper mantle pressures and temperatures: 2-15 kbar and 500-900°C. Geochimica Cosmochimica Acta 64: 2993–3005.

Nex, P. 2002 Bifurcating chromitites: analogues to sedimentary structures in the Bushveld Complex, South Africa. 11th Quadrennial IAGOD Symposium and Geocongress 2002: Extended abstracts, Windhoek, Namibia (22–26 July 2002). Geological Survey of Namibia.

Nex, P.A.M., Kinnaird, J.A., and Oliver, G.J.H. 2001. Petrology, geochemistry and uranium mineralization of post-collisional magmatism around Goanikontes, southern Central Zone, Namibia. Journal of African Earth Sciences 33: 481–502.

Nixon, P.H. 1995. The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences. Journal Geochemical Exploration 53: 41–71.

North, F.K. 1985. Petroleum Geology. Allen & Unwin, 607 pp.

Northrop, H.R. and Goldhaber, M.B. 1990. Genesis of the tabular-type vanadium–uranium deposits of the Henry Basin, Utah. Economic Geology 85: 215–268.

Norton, S.A. 1973. Laterite and bauxite formation. Economic Geology 68: 353–361.

Norton, I. and Cathles, L.M. 1979. Thermal aspects of ore deposition. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 611–631. Wiley.

Nyström, J.O. and Henríquez, R. 1992. Magmatic features of iron ore of the Kiruna Type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. Economic Geology 89: 820–839.

Oberthür, T., Davis, D.W., Blenkinsop, T.G., and Hoehndorf, A. 2002. Precise U-Pb mineral ages, Rb-Sr and Sm-Nd systematics for the Great Dyke, Zimbabwe – constraints on crustal evolution and metallogenesis of the Zimbabwe Craton. Precambrian Research 113: 293–306.

Odling, N.E. 1997. Fluid flow in fractured rocks at shallow levels in the Earth's crust: an overview. In: Deformation-enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle (ed. M.B. Holness), 289–298. Chapman & Hall.

Ogg, J.G., Ogg, G., and Gradstein, F.M. 2016. A Concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier, 240 pp.

Ohmoto, H., Mizukami, M., Drummond, S.E. et al. 1983. Chemical processes of Kuroko formation. Economic Geology Monograph 5: 570–604.

Oliver, J. 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: their role in hydrocarbon migration and other geologic phemomena. Geology 14: 99–102.

Oliver, N.H.S. 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. Journal of Metamorphic Geology 14: 477–492.

Oreskes, N. and Einaudi, M.T. 1990. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. Economic Geology 85: 1–28.

Oreskes, N. and Einaudi, M.T. 1992. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. Economic Geology 87: 64–90.

Osborn, E.F. 1979. The reaction principle. In: The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspective (ed. H.S. Yoder), 133–169. Princeton University Press.

Ossandón, G.C., Freraut, C.R., Gustafson, L.B. et al. 2001. Geology of the Chuquicamata Mine: a progress report. Economic Geology 96: 249–270.

Paarlberg, N.L. and Evans, L.L. 1977. Geology of the Fletcher Mine, Viburnum Trend, southeast Missouri. Economic Geology 72: 391–407.

Padilla Garza, R.A., Titley, S.R., and Pimental, F.B. 2001. Geology of the Escondida porphyry Cu deposit, Antofagasta region, Chile. Economic Geology 96: 307–324.

Park, R.G. 1995. Palaeoproterozoic Laurentia–Baltica relationships: a view from the Lewisian. In: Early Precambrian Processes, vol. 95 (eds. M.P. Coward and A.C. Ries), 211–224. Geological Society, Special Publication.

Parnell, J. (ed.) 1994. Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, vol. 78. Geological Society, Special Publication, 372 pp.

Partington, G.A. and Williams, P.J. 2000. Proterozoic lode gold and (iron)-copper-gold deposits: a comparison of Australian and global examples. In: Gold in 2000, Reviews in Economic Geology, vol. 13 (eds. S. Hagemann and P.E. Brown), 69–101. Society of Economic Geologists.

Patterson, C. 1999. Evolution. Cornell University Press, 166 pp.

Pearson, R.G. 1963. Hard and soft acids and bases. Journal of the American Chemical Society 85: 3533–3539.

Perkins, W.G. 1997. Mount Isa lead-zinc ore bodies: replacement lodes in a zoned syndeformational copperlead-zinc system? Ore Geology Reviews 12: 61–110.

Peyerl, W. 1982. The influence of the Driekop dunite pipe on the platinum-group mineralogy of the UG-2 chromitite in its vicinity. Economic Geology 77: 1432–1438.

Phillips, G.N. 1986. Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie. Economic Geology 91: 779–808.

Phillips, G.N. and Evans, K.A. 2004. Role of CO2 in the formation of gold deposits. Nature 429: 860–863.

Phillips, G.N. and Law, J.D.M. 2000. Witwatersrand gold fields: geology, genesis and exploration. Reviews in Economic Geology 13: 439–500.

Phillips, G.N., Williams, P.J., and De-Jong, G. 1994. The nature of metamorphic fluids and significance for metal exploration. In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, vol. 78 (ed. J. Parnell), 55–68. Geological Society, Special Publication.

Philpotts, A.R. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. Economic Geology 62: 303–315. Philpotts, A.R. 1982. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 80: 201–218.

Piper, J.D. 1976. Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic super-continent. In: A Discussion on Global Tectonics in Proterozoic Times, vol. 280 (eds. J. Sutton, R.M. Shackleton and J.C. Briden), 469–490. Philosophical Transactions of the Royal Society London.

Piper, D.Z. and Perkins, R.B. 2014. Geochemistry of a marine phosphate deposit: a signpost to phosphogenesis. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 293–312. Oxford: Elsevier.

Pirajno, F. 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Springer-Verlag, 709 pp.

Pitcher, W.S. 1997. The Nature and Origin of Granite. Chapman & Hall, 387 pp.

Plimer, I.R. 1978. Proximal and distal stratabound ore deposits. Mineralium Deposita 13: 345–353.

Porter, S.M., Meisterfeld, R., and Knoll, A.H. 2003. Vase-shaped micro-fossils from the Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon: a classification guided by modern testate amoebae. Journal of Paleontology 77: 409–429.

Powell, C.M.A. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? Comment. Geology 23: 1053–1054.

Powell, C.M., Li, Z.X., McElhinny, M.W. et al. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. Geology 21: 889–892.

Powell, C.M., Oliver, N.H., Li, Z.X. et al. 1999. Synorogenic hydrothermal origin for the giant Hamersley iron oxide ore bodies. Geology 27: 175–178.

Pretorius, D.A. 1976. The stratigraphic, geochronologic, ore-type and geologic-environment sources of mineral wealth in the Republic of South Africa. Economic Geology 71: 5–15.

Prevec, S.A., Lightfoot, P.C., and Keays, R.R. 2000. Evolution of the sublayer of the Sudbury Igneous Complex: geochemical, Sm-Nd isotopic and petrologic evidence. Lithos 51: 271–292.

Pye, K. 1994. Sediment Transport and Depositional Processes. Blackwell Scientific Publications, 397 pp.

Rainaud, C., Armstrong, R.A., Master, S., and Robb, L.J. 1999. A fertile Palaeoproterozoic magmatic arc beneath the Central African Copperbelt. In: Mineral Deposits: Processes to Processing (eds. C. Stanley, A.H. Rankin, R.J. Bodnar, et al.), 1427–1430. Balkema.

Rainaud, C., Armstrong, R.A., Master, S. et al. (2002a). Contributions to the geology and mineralization of the Central African Copperbelt: I. Nature and geochronology of the pre-Katangan basement. In: Economic Geology Research Institute, Information Circular 362 (ed. C.R. Anhaeusser), 19–23. University of the Witwatersrand.

Rainaud, C., Master, S., Armstrong, R.A. et al. (2002b). Contributions to the geology and mineralization of the Central African Copperbelt: IV. Monazite U-Pb dating and 40Ar-39Ar thermochronology of metamorphic events during the Lufilian Orogeny. In: Economic Geology Research Institute, Information Circular 362 (ed. C.R. Anhaeusser), 33–37. University of the Witwatersrand.

Rainaud, C., Master, S., Armstrong, R.A., and Robb, L.J. 2005. Geochronology and nature of the Palaeoproterozoic basement in the Central African Copperbelt (Zambia and the DRC), with regional implications. Journal African Earth Sciences 42: 1–31.

Raiswell, R.W., Brimblecombe, P., Dent, D.L., and Liss, P.S. 1980. Environmental Chemistry: The Earth– Air–Water Factory. Wiley, 184 pp.

Ramanaidou, E.R. and Wells, M.A. 2014. Sedimentary hosted iron ores. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 313–355. Oxford: Elsevier.

Reading, H.G. and Collinson, J.D. 1996. Clastic coasts. In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy (ed. H.H. Reading), 154–231. Blackwell Science.

Reed, M.H. 1982. Calculation of multicomponent equilibria and reaction processes involving minerals, gases and an aqueous phase. Geochimica et Cosmochimica Acta 46: 513–528.

Reed, M.H. 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 303–366. Wiley.

Reeve, J.S., Cross, K.C., Smith, R.N., and Oreskes, N. 1990. Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit. In: Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea. Monograph Series, vol. 14 (ed. F.E. Hughes), 1009–1035. Australasian Institute of Mining and Metallurgy.

Reich, M. and Vasconcelos, P.M. 2015. Geological and economic significance of supergene metal deposits. Elements 11 (5): 305–310.

Reid, I. and Frostick, L.E. 1994. Fluvial sediment transport and deposition. In: Sediment Transport and Depositional Processes (ed. K. Pye), 89–156. Blackwell Scientific Publications.

Retallack, G. 2010. Lateritization and bauxitization events. Economic Geology 105: 655–667.

Reynolds, R.L. and Goldhaber, M.B. 1978. Origin of a south-Texas roll-type uranium deposit: I. Alteration of iron-titanium oxide minerals. Economic Geology 73: 1677–1689.

Reynolds, R.L. and Goldhaber, M.B. 1983. Iron disulfide minerals and the genesis of roll-type

uranium deposits. Economic Geology 78: 105–120.

Rhodes, A.L. and Oreskes, N. 1999. Oxygen isotope compositions of magnetite deposits at El Laco, Chile: evidence of formation from isotopically heavy fluids. In: Geology and Ore Deposits of the Central Andes, vol. 7 (ed. B.J. Skinner), 333–351. Society of Economic Geologists, Special Publication.

Richards, J.P., Boyce, A.J., and Pringle, M.S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. Economic Geology 96: 271–306.

Richardson, S.H., Gurney, J.J., Erlank, A.J., and Harris, J.W. 1984. Origin of diamonds in old enriched mantle. Nature 310: 198–202.

Rickard, D. 1976. Hydrocarbons associated with lead-zinc ores at Laisvall, Sweden. Nature 255: 131–133.

Rickard, D., Willden, M.Y., Marinder, N.E., and Donnelly, T.H. 1979. Studies on the genesis of the Laisvall sandstone lead-zinc deposit, Sweden. Economic Geology 74: 1255–1285.

Ridley, J.R. and Diamond, L.W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. In: Gold in 2000, Reviews in Economic Geology, vol. 13 (eds. S. Hagemann and P.E. Brown), 141–162. Society of Economic Geologists.

Riggs, S.R. 1979. Phosphorite sedimentation in Florida; a model phosphogenic system. In: An Issue Devoted to Phosphate, Potash and Sulfur, Economic Geology, vol. 74 (eds. P.F. Howard, J.C. Dunlap, R.J. Hite and A.J. Bodenlos), 285–314.

Rimstidt, J.D. 1979 The kinetics of silica–water reactions. Doctoral Thesis. Pennsylvania State University.

Rimstidt, J.D. 1997. Gangue mineral transport and deposition. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 487–516. Wiley.

Ripley, E.M. and Al-Jassar, T.J. 1987. Sulfur and oxygen isotope studies of melt-country rock interaction, Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota, USA. Economic Geology 82: 87–107.

Ripley, E.M. and Li, C. 2013. Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulphur required for magmatic Ni-Cu-(PGE) ore genesis? Economic Geology 108: 45–58.

Ripley, E.M., Merino, E., Moore, C., and Ortoleva, P. 1985. Mineral zoning in sediment-hosted copper deposits. In: Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits, Volume 6 (ed. K.H. Wolf), 237–260. Elsevier.

Ripley, E.M., Severson, M.J., and Hauck, S.A. 1998. Evidence for sulfide and Fe-Ti-P rich liquid immiscibility in the Duluth Complex, Minnesota. Economic Geology 93: 1052–1062.

Riveros, K., Veloso, E., Campos, E. et al. 2014. Magnetic properties related to hydrothermal alteration processes at the Escondida porphyry copper deposit, northern Chile. Mineralium Deposita https://doi.org/10.1007/s00126-014-0514-7.

Robb, L.J. and Hayward, C. 2014. Geochemistry of placer gold – a case study of the Witwatersrand deposits. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 433–461. Oxford: Elsevier.

Robb, L.J., Charlesworth, E.G., Drennan, G.R. et al. 1997. Tectono-metamorphic setting and paragenetic sequence of Au-U mineralization in the Archaean Witwatersrand Basin, South Africa. Australian Journal of Earth Sciences 44: 353–371.

Robb, L.J., Armstrong, R.A., and Waters, D.J. 1999. The history of granulite-facies metamorphism and crustal growth from single zircon geochronology: Namaqualand, South Africa. Journal of Petrology 40 (12): 1747–1770.

Robb, L.J., Freeman, L.A., and Armstrong, R. 2000. Nature and longevity of hydrothermal fluid flow and mineralization in granites of the Bushveld Complex, South Africa. Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences 91: 269–281.

Robb, L.J., Master, S., Greyling, L. et al. 2002. Contributions to the geology and mineralization of the Central African Copperbelt: V. Speculations regarding the "Snowball Earth" and redox controls on stratabound Cu-Co and Pb-Zn mineralization. In: Economic Geology Research Institute, Information Circular 362 (ed. C.R. Anhaeusser), 38–42. University of the Witwatersrand.

Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions, Reviews in Mineralogy, vol. 12. Mineralogical Society of America, 644 pp.

Roedder, E. and Bodnar, R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. Annual Reviews of Earth Planetary Sciences 8: 263–301.

Rogers, J.J.W. 1996. A history of continents in the past three billion years. Journal of Geology 104: 91–107.

Rogers, J.J. and Santosh, M. 2004. Continents and Supercontinents. Oxford University Press, 289 pp.

Rollinson, H. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, 352 pp.

Romanov, V.V. 1968. Hydrophysics of bogs. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations 299 pp.

Rose, A.W. 1976. The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits. Economic Geology 71: 1036–1048.

Rose, A.W. and Bianchi-Mosquera, G.C. 1993. Adsorption of Cu, Pb, Zn, Co, Ni, and Ag on goethite and hematite: control on metal mobilization from redbeds into stratiform copper deposits. Economic Geology 88: 1226–1236.

Rose, A.W. and Burt, D. 1979. Hydrothermal alteration. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 173–235. Wiley.

Rowins, S.M., Groves, D.I., McNaughton, M.J. et al. 1997. A reinterpretation of the role of granitoids in the genesis of Neoproterozoic gold mineralization in the Telfer Dome, Western Australia. Economic Geology 92: 133–160.

Rudnick, R.L. and Gao, S. 2014. Composition of the continental crust. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 4 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 1–51. Oxford: Elsevier.

Ruppel, C. 2011. Methane hydrates and the future of natural gas. MITEI Natural Gas Report, Supplementary Paper 4, 25 pp.

Rye, R. and Holland, H.D. 1998. Paleosols and the evolution of the atmosphere: a critical review. American Journal of Science 298: 621–672.

Sallenger, A.H. 1979. Inverse grading and hydraulic equivalence in grain-flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology 49: 553–562.

Sams, M.S. and Thomas-Betts, A. 1988. Models of convective fluid flow and mineralization in southwest England. Journal of the Geological Society 145: 809–817.

Samson, I.M., Williams-Jones, A.E., Ault, K.M. et al. 2008. Source of fluids forming distal Zn-Pb-Ag skarns: evidence from LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions from El Mochito, Honduras. Geology 36: 947–950.

Sassani, D.C. and Shock, E.L. 1990. Speciation and solubility of palladium in aqueous magmatic-hydrothermal solutions. Geology 18: 925–928.

Sato, T. 1972. Behavior of ore forming solutions in sea water. Mining Geology 22: 31–42.

Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J., and Reed, M.H. 2014. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 383–424. Oxford: Elsevier.

Sawkins, F.J. 1990. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. Springer-Verlag, 461 pp.

Sawlowicz, Z. 1992. Primary sulphide mineralization in Cu-Fe-S zones of the Kupferschiefer, Fore-Sudetic monocline, Poland. Transactions of the Institute of Mining Metallurgy Section B 101: B1–B8.

Schiffries, C.M. 1982. The petrogenesis of a platiniferous dunite pipe in the Bushveld Complex: infiltration metasomatism by a chloride solution. Economic Geology 77: 1439–1453.

Schiffries, C.M. and Rye, D.M. 1990. Stable isotope systematics of the Bushveld Complex: II. Constraints on hydrothermal processes in layered intrusions. American Journal of Science 290: 209–245.

Schmid, G. 1994. Ligand Stabilized Giant Metal Clusters and Colloids. In: Physics and chemistry of metal cluster compounds (ed. L.J. de Jongh), 107–134. Kluwer.

Schoenberg, R., Kruger, F.J., Nagler, T.F. et al. 1999. PGE enrichment in chromitite layers and the Merensky Reef of the western Bushveld Complex: a Re-Os and Rb-Sr isotope study. Earth and Planetary Science Letters 172: 49–64.

Schwartz, A.W. 1971. Phosphate; solubilization and activation on the primitive Earth. In: Chemical Evolution and the Origin of Life: Molecular Evolution, vol. 1 (eds. R. Buvet and C. Ponnamperuma), 207–215. Elsevier.

Scoon, R.N. and Teigler, B. 1994. Platinum group element mineralization in the Critical Zone of the western Bushveld Complex: I. Sulfide poor chromitites below the UG-2. Economic Geology 89: 1094–1121.

Scotese, C.R. 2009. Late Proterozoic plate tectonics and paleogeography: a tale of two supercontinents, Rodinia and Pannotia. Geological Society of London Special Publication 326: 67–83.

Scott, S.D. 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits. In: Geochemistry of Hydrothermal

Ore Deposits, 3e (ed. H.L. Barnes), 797–875. Wiley.
Selley, R.C. 1988. Applied Sedimentology. Academic Press, 446 pp.
Seward, T.M. 1981. Metal complex formation in aqueous solutions at elevated temperatures and pressures. In: Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures, Physics and Chemistry of the Earth, vol. 13 and 14 (eds. D. Rickard and F. Wickman), 113–128.
Seward, T.M. 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In: Gold Metallogeny and Exploration (ed. R.P. Foster), 37–62. Blackie.
Seward, T.M. and Barnes, H.L. 1997. Metal transport by hydrothermal ore fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 435–486. Wiley.
Seward, T.M., Williams-Jones, A.E., and Migdisov, A.A. 2014. The chemistry of metal transport and deposition by ore-forming hydrothermal fluids. In: Treatise on Geochemistry, 2e, vol. 13 (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), 29–57. Oxford: Elsevier.
Shannon, P.M. and Naylor, D. 1989. Petroleum Basin Studies. Graham & Trotman, 206 pp.
Sheldon, R.P. 1980. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation: a hypothesis. In: Marine Phosphorites, vol. 29 (ed. Y.K. Bentor), 239–247. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication.
Sheppard, S.M.F. 1977. The Cornubian batholith, southwest England: D/H and 18O/16O studies of kaolinite and other alteration minerals. Journal of the Geological Society 133: 573–591.
Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., and Taylor, H.P. 1971. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. Economic Geology 66: 515–542.
Shinohara, H. 1994. Exsolution of immiscible vapor and liquid phases from a crystallizing silicate melt: implications for chlorine and metal transport. Geochimica et Cosmochimica Acta 58: 5215–5221.
Shinohara, H. and Hedenquist, J.W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast Porphyry Cu-Au Deposit, Philippines. Journal of Petrology 38: 1741–1752.
Shinohara, H., Iiyama, J.T., and Matso, S. 1989. Partition of chlorine compounds between silicate melt and hydrothermal solutions: I. partition of NaCl-KCl. Geochimica et Cosmochimica Acta 53: 2517–2630.
Shirey, S.B. and Richardson, S.H. 2011. Start of the Wilson Cycle at 3 Ga shown by diamonds from subcontinental mantle. Science 333: 434–436.
Shuey, R.T. 1975. Semiconducting Ore Minerals, Developments in Economic Geology, vol. 4. Elsevier, 364 pp.
Sibson, R.H. 1986. Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. Annual Reviews in Earth Planetary Sciences 14: 149–175.
Sibson, R.H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology 15: 701–704.
Sibson, R.H. 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, vol. 78 (ed. J. Parnell), 69–84. Geological Society, Special Publication.
Sibson, R.H., Moore, J.M., and Rankin, A.H. 1975. Seismic pumping: a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of the Geological Society 131: 653–659.
Sibson, R.H., Robert, F., and Poulsen, K.H. 1988. High angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. Geology 16: 551–555.
Siehl, A. and Thein, J. 1989. Minette-type ironstones. In: Phanerozoic Ironstones, vol. 46 (eds. T.P. Young and W.E.G. Taylor), 175–193. Geological Society London, Special Publication.
Sillitoe, R.H. 1976. Andean mineralization: a model for the metallogeny of unconvergent plate margins. In: Metallogeny and Plate Tectonics, Special Paper, vol. 14 (ed. D.F. Strong), 59–100. Geological Association of Canada.
Sillitoe, R.H. and Burrows, D.R. 2002. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit northern Chile. Economic Geology 97: 1101–1109.
Sillitoe, R.H. and McKee, E.H. 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. Economic Geology 91: 164–179.
Sillitoe, R.H., Folk, R.L., and Saric, N. 1996. Bacteria as mediators of copper sulphide enrichment during weathering. Science 272: 1153–1155.
Sillitoe, R.H., Perello, J., Creaser, R.A. et al. 2017. Age of the Zambian Copperbelt. Mineralium Deposita 52: 1245–1268.
Simmons, S.F. and Brown, K.L. 2006. Gold in magmatic hydrothermal solutions and the rapid

formation of a giant ore deposit. Science 314: 288–291.
Simmons, S.F., White, N.C., and John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: Economic Geology 100th Anniversary Volume: 1905–2005 (eds. J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, et al.), 485–522. Society of Economic Geologists.
Simonson, B. 2011. Iron ore deposits associated with Precambrian iron formations. Elements 7: 119–120.
Skinner, B.J. 1976. A second iron age ahead? Scientific American 64: 258–269.
Skinner, B.J. 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 1–29. Wiley.
Skinner, B.J. and Peck, D.L. 1969. An immiscible sulfide melt from Hawaii. Economic Geology Monograph 4: 310–322.
Skinner, B.J., White, D.E., Rose, H.J., and Mays, R.E. 1969. Sulfides associated with the Salton Sea geothermal brine. Economic Geology 62: 316–330.
Slingerland, R. 1984. Role of hydraulic sorting in the origin of fluvial placers. Journal of Sedimentary Petrology 54: 137–150.
Slingerland, R. and Smith, N.D. 1986. Occurrence and formation of water-laid placers. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14: 133–147.
Smirnov, V.I. 1977. Ore Deposits of the USSR, vol. 1–3. Pitman.
Smith, N.D. and Beukes, N.J. 1983. Bar to bank flow convergence zones: a contribution to the origin of alluvial placers. Economic Geology 78: 1342–1349.
Smith, M.P. and Henderson, P. 2000. Preliminary fluid inclusion constraints on fluid evolution in the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China. Economic Geology 95: 1371–1388.
Smith, N.D. and Minter, W.E.L. 1980. Sedimentological controls of gold and uranium in two Witwatersrand paleoplacers. Economic Geology 75: 1–14.
Smith, C.B., McCallum, M.E., Coppersmith, H.G., and Eggler, D.H. 1979. Petrochemistry and structure of kimberlites in the Front Range and Laramie Range, Colorado–Wyoming. In: Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry (Proceedings of the International Kimberlite Conference), vol. 2 (eds. F.R. Boyd and H.O.A. Meyer), 178–189. American Geophysical Union.
Solomon, M. and Groves, D.I. 1994. The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits. Oxford University Press, 951 pp.
Solomon, M., Groves, D.I., and Jaques, A.L. 2000. The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits. University of Tasmania/University of Western Australia, 1002 pp.
Southam, G. and Beveridge, T.J. 1994. The in vitro formation of placer gold by bacteria. Geochimica et Cosmochimica Acta 58: 4527–4530.
Southam, G. and Saunders, J.A. 2005. The geomicrobiology of ore deposits. In: Economic Geology 100th Anniversary Volume: 1905–2005 (eds. J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, et al.), 1067–1084. Society of Economic Geologists.
Spackman, W., Davis, A., and Mitchell, G.D. 1976. The fluorescence of liptinite macerals. Geology Studies 22: 59–75.
Spooner, E.T.C. 1980. Cu-pyrite mineralization and sea water convection in oceanic crust: the ophiolitic ore deposits of Cyprus. In: The Continental Crust and its Mineral Deposits, Special paper, vol. 20 (ed. D.W. Strangway), 685–704. Geological Association of Canada.
Stach, E. 1975. Textbook of Coal Petrography. Borntraeger, 428 pp.
Stanton, R.L. 1972. Ore Petrology. McGraw-Hill, 771 pp.
Stephenson, M. 2015. Shale Gas and Fracking – The Science behind the Controversy. Elsevier, 153 pp.
Stevens, G., Boer, R., and Gibson, R.L. 1997. Metamorphism, fluid flow and gold remobilization in the Witwatersrand Basin: towards a unifying model. South African Journal of Geology 100: 363–375.
Stoffell, B., Wilkinson, J.J., and Jeffries, T.E. 2004. Metal transport and deposition in hydrothermal veins revealed by 213 nm UV laser ablation microanalysis of single fluid inclusions. American Journal of Science 304: 533–557.
Stolper, E. 1982. The speciation of water in silicate melts. Geochimica et Cosmochimica Acta 46: 2609–2620.
Strong, D.F. 1981. Ore deposit models: 5. A model for granophile mineral deposits. Geoscience Canada 8: 155–161.
Strong, D.F. 1988. A review and model for granite-related mineral deposits. In: Recent Advances in

the Geology of Granite-related Mineral Deposits, vol. 39 (eds. R.P. Taylor and D.F. Strong), 424–445. Canadian Institute of Mining Metallurgy, Special Volume.

Sundborg, A. 1956. The River Klaralven: a study of fluvial processes. Geographic Annals 38: 127–316.

Susak, N.J. and Crerar, D.A. 1981. Factors controlling mineral zoning in hydrothermal ore deposits. Economic Geology 76: 476–482.

Sverjensky, D.A. 1981. The origin of a Mississippi Valley-type deposit in the Viburnum Trend, southeast Missouri. Economic Geology 76: 1848–1872.

Sverjensky, D.A. 1986. Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 14: 177–199.

Sverjensky, D.A. 1989. Chemical Evolution of Basinal Brines that form Sediment Hosted Cu-Pb-Zn Deposits. In: Sediment-Hosted Stratiform Copper Deposits, Special Paper, vol. 36 (eds. R.W. Boyle, A.C. Brown, C.W. Jefferson, et al.), 499–518. Geological Association of Canada.

Sweeney, M.A., Binda, P.L., and Vaughan, D.J. 1991. Genesis of the ores of the Zambian Copperbelt. Ore Geology Reviews 6: 51–76.

Talbot, C.J., Tully, C.P., and Woods, P.J.E. 1982. The structural geology of the Boulby (potash) mine, Cleveland, United Kingdom. Tectonophysics 85: 167–204.

Tardy, Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. In: Weathering, Soils and Paleosols, Developments in Earth Surface Processes, vol. 2 (eds. I.P. Martini and W. Chesworth), 379–403. Elsevier.

Tardy, Y. and Roquin, C. 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In: Weathering, Soils and Paleosols, Developments in Earth Surface Processes, vol. 2 (eds. I.P. Martini and W. Chesworth), 415–439. Elsevier.

Tarling, D.H. 1981. Economic Geology and Geotectonics. Blackwell Scientific, 213 pp.

Taylor, S.R. 1964. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. Geochimica et Cosmochimica Acta 28: 1273–1285.

Taylor, H.P. 1997. O and H isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (ed. H.L. Barnes), 229–302. Wiley.

Taylor, B.E. 2007. Epithermal gold deposits. In: Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geologic Provinces and Exploration Methods (ed. W.D. Goodfellow), 113–139. Geological Association of Canada, Special Publication 5.

Taylor, K.G. and Konhauser, K.O. 2011. Iron in Earth surface systems: a major player in chemical and biological processes. Elements 7: 83–88.

Taylor, J.R. and Wall, V.J. 1992. The behavior of tin in granitoid magmas. Economic Geology 87: 403–420.

Taylor, D., Dalstra, H.J., Harding, A.E. et al. 2001. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley Province, Western Australia. Economic Geology 96: 837–873.

Tertre, E., Berger, G., Simoni, E. et al. 2006. Eu retention onto clay minerals from 25 to 150 °C: experimental measurements, spectroscopic features and sorption modelling. Geochimica et Cosmochimica Acta 70: 4563–4578.

Thomas, R. and Webster, J.D. 2000. Strong tin enrichment in a pegmatite forming melt. Mineralium Deposita 35: 570–582.

Thomas, A.V., Bray, C.J., and Spooner, E.T.C. 1988. A discussion of the Jahns–Burnham proposal for the formation of zoned granitic pegmatites using solid– liquid–vapour inclusions from the Tanco pegmatite, SE Manitoba, Canada. Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences 79: 299–315.

Thomas, R., Webster, J.D., and Heinrich, W. 2000. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. Contributions to Mineralogy and Petrology 139: 394–401.

Thompson, A.J.B. and Thompson, J.F.H. (eds.) 1996. Atlas of Alteration, vol. 6. Geological Association of Canada, Special Publication 119 pp.

Thoreson, R.F., Jones, M.E., Breit, F.J. et al. 2000. The geology and gold mineralization of the Twin Creek gold deposits, Humboldt County, Nevada. In: Geology and Gold Deposits of the Getchell Region, Part II. Guidebook Series, vol. 332, 175–187. Society of Economic Geologists.

Tiratsoo, E.N. 1984. Oilfields of the World. Beaconsfield: Scientific Press, 392 pp.

Tissot, B.P. and Welte, D.H. 1984. Petroleum Formation and Occurrence. Springer, 538 pp.

Tissot, B.P., Durand, B., Espistalie, J., and Combaz, A. 1974. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 58: 499–506.

Titley, S.R. 1993. Relationship of stratabound ores with tectonic cycles of the Phanerozoic and Proterozoic. Precambrian Research 61: 295–322.

Torsvik, T.H. and Cocks, L.R.M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. Gondwana Research 24: 999–1030.

Torsvik, T.H., Smethurst, M.A., Meert, J.G. et al. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozioc and Palaeozoic: a tale of Baltica and Laurentia. Earth-Science Reviews 40: 229–258.

Traversa, G., Gomes, C.B., Brotzu, P. et al. 2001. Petrography and mineral chemistry of carbonatites and mica-rich rocks from the Araxa complex – Alto Paranaiba Province, Brazil. Annals Academia Brasileira de Ciências 73: 71–98.

Tredoux, M., Lindsay, N.M., Davies, G., and McDonald, I. 1995. The fractionation of platinum group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism. South African Journal of Geology 98: 157–167.

Troly, G., Esterle, M., Pelletier, B.G., and Reibell, W. 1979. Nickel deposits in New Caledonia; some factors influencing their formation. In: International Laterite Symposium (eds. D.J.I. Evans, R.S. Shoemaker and H. Veltman), 85–117. American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers.

Trudinger, P.A. 1976. Microbiological processes in relation to ore genesis. In: Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits, Volume 2 (ed. K.H. Wolf), 135–190. Elsevier.

Tsikos, H., Beukes, N.J., Harris, C., and Moore, J.M. 2003. Deposition, diagenesis and secondary enrichment of metals in the Palaeoproterozoic Hotazel iron-formation, Kalahari Manganese Field, South Africa. Economic Geology 98: 1449–1462.

Tsikos, H., Matthews, A., Erel, Y., and Moore, J.M. 2010. Iron isotopes constrain biogeochemical cycling of Fe and Mn in a Palaeoproterozoic stratified basin. Earth & Planetary Science Letters 298: 125–134.

Tsoar, H. and Pye, K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. Sedimentology 34: 139–153.

Turner, J.S. 1980. A fluid-dynamical model of differentiation and layering in magma chambers. Nature 285: 213–215.

Ulmer, G.C. 1969. Experimental investigation on chromite spinels. Monograph in Economic Geology 4: 114–131.

Ulrich, T., Günther, D., and Heinrich, C.A. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. Economic Geology 96: 1743–1774.

Ulrich, T., Günther, D., and Heinrich, C.A. 2002. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. Economic Geology: 97, 1889–1920, reprinted with corrections.

Unrug, R. 1988. Mineralization controls and source of metals in the Lufilian Fold belt, Shaba (Zaire), Zambia and Angola. Economic Geology 83: 1247–1258.

Unrug, R. 1997. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembley. GSA Today 7 (1): 1–6.

Van Hinsberg, V.J., Berlo, K., Migdisov, A.A., and Williams-Jones, A.E. 2016. CO2 – fluxing collapses metal mobility in magmatic vapour. Geochemical Perspectives Letters 2: 169–177.

Van Houten, F.B. and Authur, M.A. 1989. Temporal patterns among Phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia. In: Phanerozoic Ironstones, vol. 46 (eds. T.P. Young and W.E.G. Taylor), 33–49. Geological Society London, Special Publication.

Van Krevelen, D.W. 1961. Coal, 1e. New York: Elsevier, 514 pp.

Van Niekerk, A., Vogel, K.R., Slingerland, R.L., and Bridge, J.S. 1992. Routing of heterogeneous sediments over a movable bed: model development. Journal of Hydraulic Engineering 118: 246–262.

Van Wyk, J.P. and Pienaar, L.F. 1986. Diamondiferous gravels of the lower Orange River, Namaqualand. In: Mineral Deposits of Southern Africa, Volume 2 (eds. C.R. Anhaeusser and S. Maske), 2309–2322. Geological Society of South Africa.

Veevers, J.J. 1989. Middle-late Triassic (230±5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. Geology 17: 784–787.

Veizer, J., Laznicka, P., and Jansen, S.L. 1989. Mineralization through geologic time: recycling perspective. American Journal of Science 289: 484–524.

Viljoen, M.J. and Viljoen, R.P. 1969 The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. Upper Mantle Project, collected papers and abstracts presented at the Symposium

held in Pretoria in 1969. Geological Society of South Africa, Special Publication No. 2, pp. 55–85.

Vogel, K.R., Van Niekerk, A., Slingerland, R.L., and Bridge, J.S. 1992. Routing of heterogeneous sediments over a movable bed: model verification. Journal of Hydraulic Engineering 118: 263–279.

Volp, K.M. 2005. The Estrela copper deposit, Carajas, Brazil: geology and implications of a Proterozoic copper stockwork. In: Mineral Deposit Research – Meeting the Global Challenge (eds. J. Mao and F.P. Bierlein), 1085–1088. Berlin: Springer.

Von Grünewaldt, G., Hatton, C.J., Merkle, R.K.W., and Gain, S. 1986. Platinum group element–chromitite associations in the Bushveld Complex. Economic Geology 81: 1067–1079.

Wager, L.R. and Brown, M. 1968. Layered Igneous Rocks. Oliver & Boyd, 588 pp.

Wager, L.R., Vincent, E.A., and Smales, A.A. 1957. Sulphides in the Skaergaard Intrusion, east Greenland. Economic Geology 52: 855–899.

Wall, F. 2014. Rare earth elements. In: Critical Metals Handbook (ed. G. Gunn), 312–339. Wiley/AGU.

Walshe J.L., Neumayr P., Petersen K., Halley S., Roache A., and Young, C. 2006. Scale-integrated, architectural and geodynamic controls on alteration and geochemistry of gold systems in the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Craton, Project M358. Minerals and Energy Research Institute of Western Australia, Report No. 256, 200 pp.

Wang, J., Tatsumoto, M., Li, X. et al. 1994. A precise 232Th-208Pb chronology of fine-grained monazite: age of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, China. Geochimica Cosmochimica Acta 58: 3155–3169.

Warren, J.K. 2010. Evaporites through time: tectonic, climatic and eustatic controls in marine and non-marine deposits. Earth-Science Reviews 98: 217–268.

Watterson, J.R. 1991. Preliminary evidence for the involvement of budding bacteria in the origin of Alaskan placer gold. Geology 20: 315–318.

Webb, M. and Rowston, P. 1995. The geophysics of the Ernest Henry Cu-Au deposit (NW) Queensland. Exploration Geophysics 26: 51–59.

Webster, J.G. 1986. The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O2-H2O at 25 °C and 1 atmosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta 50: 1837–1845.

Webster, J.D. and Holloway, J.R. 1990. Partitioning of F and Cl Between Magmatic Hydrothermal Fluids and Highly Evolved Granitic Magmas. In: Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes, Special Paper, vol. 246 (eds. H.J. Stein and J.L. Hannah), 21–34. Geological Society of America.

Wedepohl, K.H. 1969. Handbook of Geochemistry, Volume 2. Springer-Verlag, loose leaf.

Wendorff, M. 2001. Grey RAT orebodies with Cu-Co in the Katangan copperbelt of the DRC; genetic implications of tectonstratigraphy. In: Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century: Proceedings of the Joint 6th Biennial SGA-SEG Meeting, Krakow, Poland (26–29 August 2001). (eds. A. Piestrzynka, S. Speczik, J. Pasava, et al.), 251–254. A.A. Balkema.

Wenk, H-R. and Bulakh, A. 2017. Minerals – Their Constitution and Origin, 2e. Cambridge University Press, 621 pp.

White, D.E. 1963. The Salton Sea geothermal brine, an ore-transporting fluid. Mining Engineering 15: 60.

Whitney, J.A. 1975. Vapor generation in a quartz monzonite magma: a synthetic model with application to porphyry copper deposits. Economic Geology 70: 346–358.

Whitney, J.A. 1989. Origin and evolution of silicic magmas. In: Ore Deposition Associated with Magmas, Reviews in Economic Geology, vol. 4 (eds. J.A. Whitney and A.J. Naldrett), 183–201. Society of Economic Geology.

Widler, A.M. and Seward, T.M. 2002. The adsorption of gold(I) hydrosulphide complexes by iron sulphide surfaces. Geochimica et Cosmochimica Acta 66: 383–402.

Wilkinson, J.J. 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. Nature Geoscience 6: 917–925.

Williams, H., Hoffman, P.H., Lewry, J.F. et al. 1991. Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continents. Tectonophysics 187: 117–134.

Williams-Jones, A.E. and Heinrich, C.A. 2005. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. Economic Geology 100: 1287–1312.

Willis-Richards, J. and Jackson, N.J. 1989. Evolution of the Cornubian Ore Field, southwest England: part I. Batholith modeling distribution. Economic Geology 84: 1078–1100.

Wilson, A.F. 1984. Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and

soils: a review and some new observations. Australian Journal of Earth Sciences 31: 303–316.

Windley, B.F. 1995. The Evolving Continents. Wiley, 526 pp.

Wingate, M.T.D. 1998. A palaeomagnetic test of the Kaapvaal–Pilbara (Vaalbara) connection at 2.78 Ga. South African Journal of Geology 101: 257–274.

Wirth, R., Reid, D., and Schreiber, A. 2013. Nanometer-sized platinum-group minerals (PGM) in base metal sulfides: new evidence for an orthomagmatic origin of the Merensky Reef PGE ore deposit, Bushveld Complex, South Africa. Canadian Mineralogist 51: 143–155.

Witt, W.K. 1991. Regional metamorphic controls on alteration associated with gold mineralization in the Eastern Goldfields province, Western Australia: implications for the timing and origin of Archean lode-gold deposits. Geology 19: 982–985.

Wood, B.J. and Blundy, J.D. 2002. The effect of H2O on crystal–melt partitioning of trace elements. Geochimica et Cosmochimica Acta 66: 3647–3656.

Wood, B.J. and Fraser, D.G. 1976. Elementary Thermodynamics for Geologists. Oxford University Press, 303 pp.

Wood, B.J., Pawley, A., and Frost, D.R. 1996. Water and carbon in the Earth's mantle. Philosophical Transactions of the Royal Society A 354: 1495–1511.

Wood, S.A. 1990. The interaction of dissolved platinum with fulvic acid and simple organic acid analogues in aqueous solutions. Canadian Mineralogist 28: 665–673.

Wood, S.A. 1996. The role of humic substances in the transport and fixation of metals of economic interest (Au, Pt, Pd, U, V). In: Organics and Ore Deposits, Ore Geology Reviews, vol. 11 (ed. T.H. Giordano), 1–31. Elsevier.

Wood, S.A. 1998. Calculation of activity–activity and log fO2–pH diagrams. In: Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Economic Geology, vol. 10 (eds. J.P. Richards and P.B. Larson), 81–96. Society of Economic Geologists.

Wood, S.A. and Samson, I.M. 1998. Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. In: Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Economic Geology, vol. 10 (eds. J.P. Richards and P.B. Larson), 33–80. Society of Economic Geologists.

Wood, S.A. and Vlassopoulos, D. 1990. The dispersion of Pt, Pd and Au in surficial media about two PGE-Cu-Ni prospects in Quebec. Canadian Mineralogist 28: 649–663.

Wood, S.A., Mountain, B.W., and Pan, P. 1992. The aqueous geochemistry of Pt, Pa and Au: recent experimental constraints and a re-evaluation of theoretical predictions. Canadian Mineralogist 30: 955–982.

Woodcock, L. 2014. Gibbs density surface of water and steam: 2nd debate on the absence of Van Der Waals' “critical point”. Natural Science6: 411–432. https://doi.org/10.4236/ns.2014.66041.

Woods, P.J.E. 1979. The geology of the Boulby mine. Economic Geology 74: 409–418.

Woolley, A.R. and Kjarsgaard, B.A. 2008 Carbonatite occurrences of the world: map and database. Geological Survey of Canada, Open File #5796, 28pp.

Worsley, T.R., Nance, D., and Moody, J.B. 1984. Global tectonics and eustacy for the past 2 billion years. Marine Geology 58: 373–400.

Xu, C., Campbell, I.H., Kynicky, J. et al. 2008. Comparison of the Daluxiang,and Maniuping carbonatitic REE deposits with Bayan Obo, China. Lithos 106: 12–24.

Xu, C., Wang, L., Song, W., and Wu, M. 2010. Carbonatites in China: a review for genesis and mineralization. Geoscience Frontiers 1: 105–114.

Yang, K. and Seccombe, P.K. 1994. Contrasting hydrothermal behavior of platinum group elements of Ir and Pd sub-groups as exemplified by platinum group minerals in Great Serpentine Belt, eastern Australia. Transactions of the Institute of Mining Metallurgy 104: B39–B44.

Young, T.P. 1993. Sedimentary iron ores. In: Mineralization in the British Isles (eds. R.A.D. Pattrick and D.A. Polya), 446–487. Chapman & Hall.

Young, T.P. and Taylor, G.W.E. 1989. Phanerozoic Ironstones, vol. 46. The Geological Society of London, Special Publication, 247 pp.

Zaccerini, F., Garuti, G., and Cawthorn, R.G. 2002. Platinum group minerals in chromitite xenoliths from the Onverwacht and Tweefontein ultramafic pipes, eastern Bushveld Complex, South Africa. Canadian Mineralogist 40: 481–497.

Zammit, C.M., Shuster, J.P., Gagen, E.J., and Southam, G. 2015. The geomicrobiology of

supergene metal deposits. Elements 11 (5): 337–342.

Zhang, S., Li, Z-X., Evans, D.A.D. et al. 2012. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. Earth and Planetary Science Letters 353–354: 145–155.

Zhao, G., Sun, M., Wilde, S., and Li, S.Z. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and break-up. Earth-Science Reviews 67: 91–123.

Dizin

Not: İtalik yazılmış sayfa numaraları şekillleri ve çizelgeleri işaret eder. Bir sayfa numarasını izeleyen ‘n’ simgesi de bir dipnotu işaret eder.

Abitibi Yeşiltaş Kuşağı, Kanada 303, 384
acı su bkz. evaporitler
ada yayları, Pasifik Okyanusu 395, 397
Adelaide Jeosenklinali, Güney Avustralya 309
Adirondacks, New York Eyaleti, ABD 48, 386
adsorplama 177-180
Aggeneys ve Gamsberg SEDEX Yatakları, Güney Afrika 205, 385
ağır nadir toprak elementleri (ANTE/HREE) 261,
  262
akantit 272
Akdeniz 324, 326, 388
akışkan akışı 21
  deformasyon ve hidrotermal 156-159
  etkileyen faktörler 159-161
  granit plütonları 128-132
  suda 280
  türbülans oluşturan alt katman 280
  viskoz alt katman 280
akışkana doygunluk 86
akışkan-ergiyik iz element bölümlenmesi 100-107
akışkan hareketi 279
akışkan/kaya oranı 185, 186, 187, 188, 190, 191, 192,
  268, 269
akışkan karışması/seyrelmesi 173-176
akışkan-kaya etkileşimi 184-192 ayrıca bkz. hidrotermal alterasyon
akışkan-kaya reaksiyonları, pH ve Eh kontrolleri 176-
  177
akışkanlar; yerkabuğundakiler ve kökenleri 142-152
akva-karbonik hidrotermal akışkanlar 150, 189, 210-
  218
Alaska Kuzey Yamacı 358
albit 32
Algoma tipi bantlı demir formasyonu bkz. bantlı demir formasyonları
alkalen metaller 12, 89, 259
alkalen toprak elementleri 9, 259, 324
alkali kayalar 4
alkali-karbonatitik ergimeler 27
alkali magmalar 12, *13*, 23, 396
alkanlar 332
Alpin Orojenezi, Avrupa 389, 394
alpin tipi peridotit 7
alterasyon bkz. hidrotermal alterasyon
altın 14, 165-166, 189, 283
  adsorpsiyonu 178
  çökelme mekanizmaları 119-122, 188
  çözünmesi 256
  ikincil 257
  lateritlerde 253-257
altın yatakları 210
  Carlin tipi 212-214
  konak kayası kuvars çakıllı konglomera olan 215-
  218
  orojenik 210, 211-212
Altiplano Havzası, Güney Amerika 392
alüminyum 242, 244, 245
alüminyum hidroksit 244, 247
Alüvyal elmas yatakları, Orange River, Güney Afrika
  290-293
ametaller, yerkabuğundaki dağılım 170
amfibol 13, 108
anateksi 30, 32, 82
And Orojenezi, Güney Amerika 389, 392, 394
And tipi çarpışmalı kenarlar 396
And tipi yitim 11
andezin anortozit tipi yataklar 48

andezit 9-10, *9*, *12*, 187
andezitik magma 82
anglesit 272
anorojenik granitler 396
anorojenik istifler 11, 364
anorojenik magmatizma 11, 386
Antarktika 389
antimon 164
antrasit 352
anyonlar 89
Apalaş Orojenezi, ABD 389, 394
apatit 26, 317, 319
Arap (Basra) Körfezi, Orta Doğu 342, 347-349, 387
arjilik alterasyon 111, 117, 119, 122, 187, 191
Arkealar 180,355
Arkeen graniti 64
Arkeen orojenik altın yatakları 211-212
Arkeen Üstzamanı 308, 364, 369, 380-384
Arkeen yeşiltaş kuşakları 8, 303
arkoz 32
arsenat kompleksleri 164
arsenik 164
asetat ligandı 165
asfalt 355
asfalt kapanı 345
Asfalten 332
Ashanti-Obuasi Altın Yatakları, Batı Afrika 212
aşırı basınç 340
asit hidrolizi 244, 259, 260 ayrıca bkz. hidroliz
askıda boylanma 286
askinit 26
astenosfer 7, 31
Atacama Çölü, Şili 272, 275, 327
Athabasca Petollü Kumları, Kanada 345, 355-356
Atlas Okyanusu 315, 319, 375, 389
atmosferik oksijen 375
atmosferin evrimi 375-376
Au-Ag alaşımı 256, 257
Au-Ag yatakları bkz. Epitermal yataklar
Avrasya 389

Bacillus subtilis 257
bağ suyu 146
Bahia Eyaleti, Brezilya 15
Bajo de la Alumbrera Cu-Au Yatağı, Arjantin 92
bakır 104, 110, 114, 165, 177
  ergiyik ve H_2O akışkanı arasında bölümlenmesi 106-107
  ikincil bakır mineralleri 269
  madenciliği 200
  mobilizasyonu 220
  skarnlar 123-124
  yataklarının süperjen oksidasyonu 267-272
bakır oksit mineralleri 268, 272
bakır sülfitler 218, 220, 221, 269
bakteriler 180, 181, 182, 183, 257, 315, 355
Baltık 372
Baltık-Sibirya 388
bantlı demir formasyonları 299, 302-304, 359, 375, 382
  Algoma tipi 303, 308, 382, 384
  Arkeen 308
  Braemar 309
  çökelme mekanizmaları 304-308
  demir yataklarına dönüşüm 309-310
  Mount Whaleback Demir Yatağı, Avustralya 310-313
  Prekambriyen 309
  Superior Gölü 303
  Superior tipi 308, 310, 313
  süperjen zenginleşme 310
Barberton yeşiltaş kuşağı, Güney Afrika 60
barit 26
Barreiro/Araxá, Brezilya 22, 23-24, 25
Basal-Steyn Plaseri 288
basınç
  batmazlık 340
  kristallenen magmanın 47
  ve metal-ligand komplekslerinin çözünürlükleri 172
  basınç gradyanları, litostatiğe karşı hidrostatik 155-156
Basra Körfezi bkz. Arap (Basra) Körfezi, Orta Doğu
bastnesit 26
bataklık demir cevherleri 299-300
Bathurst VMS Yatakları, Kanada 198, 394
batı Gondwana (Güney Amerika) 389

Batı Kordiller 392
Bayan Obo Yatakları, Çin 22, 23, 24-26, 261
bazalt 5, 7-9, 10, 20, 21, 396
  içindeki elementlerin bolluğu *9, 12*
  içindeki karbon dioksit 94
  hidratlı (serpantinleşmiş) 7
  Ni ve MgO bileşenleri *10*
  okyanus ortası sırt bazaltı (OOSB/MORB) 5
  toleyitik 49
Belt-Purcell Üsgrubu, Laurentia 370
Benioff Zonu 10
benzen 332
Besshi tipi VMS yatakları 395, 396, 397
BIF bkz. bantlı demir formasyonları
Big Stubby VMS Yatağı, Batı Avustralya 382
Billingham ana anhidrit oluşumu 326
Bingham Yatakları, Utah, ABD 124
bisülfit 133, 167
bitkiler 332
bitüm 169, 355
biyodegredasyon 355
biyojenik gaz 333, 359
biyomineralizasyon 180-184, 308
biyotit 82, 108, 149, 244
Bloeddrift Elmas Madeni, Güney Afrika *292*
boksit cevheri 247-251, 275
Bolivya 395
boratlar 324
bornit 127
Boulby Madeni, Cleveland, İngiltere 324, 326, *327*
Boulder-Lefroy Fay Zonu, Yilgarn Kratonu 211
bozuşma 259, 267, 275
bölümlenme davranışı 70, 100, 104
  ergiyik-akışkan 100
  ergiyik ile H_2O akışkanı arasında Cu, Mo ve W'ın
  106-107
  kristal-ergiyik 107, 115
  sülfit 71
bölümlenme katsayısı 55, 73, 100, 101, 102, 106, 107
  ergiyik-akışkan 102
  H_2O akışkan/silikat 103, *106*
  hacimsel 33, 34, 39
  kristal ergime *107*
  sülfit-silikat 53-54
breşler 174-176, 229
Broadlands, Yeni Zelanda 121
Broken Hill SEDEX Yatakları, Doğu Avustralya 176,
  205, 385
bronzitit 44
Buchans VMS Yatakları, Kanada 198, 394
buhar destekli gravite drenajı 356
buhar doygunluğu 85, 97, 113, 135
buhar fazı 97
  sulu buhar fazında metal çözünürlüğü 167-168, *169*
Burnham Modeli 85-87
Burnham, C.W. 85
Bushveld Kompleksi, Güney Afrika 4, 11, 14, 38, 41-
  42, 43, 58, 72, 385
  alkali granitler *28*
  granitler 41
  Kritik Zon 45, 59, 69
  kromitit damarı 45-46
  magma enjeksiyonları 59
  PGE cevherleşmesi 49, 134-135
buzul olayları
  Sturtian ve Marinoan 387
  ve fosfatlaşma 319
bütan 332
Büyük Gondwana 372
Büyük Oksidasyon Olayı (BOO/GOE) 375

Capitan (NTE graniti) *94*
Carbon Leader Resifi, Güney Afrika 297, 298
Carlin tipi altın yatakları 212-215, 395
cevher metalleri 92
cevher oluşturan süreçler 196-209
cevherleşme, Minette Demirtaşları, Fransa 309
cevherleşme, post-Pangea kırılması 394
Chuquicamata Madeni, Şili 272
cıva 167, 178
Clarion-Clipperton Bölgesi, Meksika 315
Cleveland Bölgesi Jura Demirtaşları, İngiltere 302
Cligga Head graniti, Cornwall *131*, 132
Clinton Grubu, demirtaşları 309
Clinton tipi demir cevherleri 300
Cocos Levhası (şimdilerde Orta Amerika) 389
Comstock Lode, Nevada 395
Conrad Süreksizliği 7

Cornish porselen kili yatakları bkz. kil çökelleri
Cornubian Batoliti, İngiltere 128-129, 130, 193, 259-
  261
Cornwall, Güneybatı İngiltere 130-132
Cu-Co yatakları 219, 396
Cu-Mo-Au cevherleri 28, 30
Cu-Ni-PGE sulfit 396

çalkalanma zonu 294
çamur kayaları 354
çikloalkenler 332
çikloheksan 332
çikloparafinler 332
çiklopentan 332
çinko 165, 170, 272
çökelme boylanması 281-283
çökelme hızı 282
çökelme mekanizmaları 170-184
çöküntüler 63, 64, 134, 135, 135, 142, 292
çört, 308
çözünme 242-244
çözünürlük 50, 161
  kuvarsın suda 89
  kuvarsın sulu çözeltilerdeki *90*
  metallerin sulu buhar fazında 167-168
  metal-ligand komplekslerinin sıcaklığı ve çözünürlüğü 171-172
  prograd 161
  suyun silikat magmalarındaki 83-85
  sülfitin mafik magmalardaki 51, 52-53, 59

damarlar 159-160 ayrıca bkz. kuvars damarları
  Emmons yeniden kurulmuş damarı 193, *194*
dasit-riyolit volkanizması 395
Death Valley kıta içi gölsel yatakları, Kaliforniya 324
deformasyon 153
değiştirilmiş Redlich-Kwong denklemi 81
dehidrasyon 149
dehidrasyon ergimesi 82-83
dekarbonasyon 149
demir 164, 244
demir cevherleri 50
demir formasyonları 375 ayrıca bkz. bantlı demir formasyonları
  bantlı ve taneli 302-304
  bataklık demir cevherleri 299-300
  çökelim periyodikliği 308-309
  granüler demir oluşumu 299, 302-304
  Fanerozoik Oolitik Demirtaşları 299, 300-302
  kanal demir çökelleri 299, 301
  Rapitan tipi 299, 309
  ve demirtaşları 298-313
demir oksidasyonu 306
demir oksi-hidroksitleri 310 ayrıca bkz. götit
demir oksitleri 310
demir taşları 359
  diamiktik 309
  kökeni 301
  Minette tipi 301
  ooidal 309
demirli pedolit 255
denge 79
deniz seviyesi 319, 379
deniz suyu 92, 144, 153, 237, 324, 359
denizaltı çıkışları 198
deprem olayları 156
Derin Deniz Sondaj Programı 356
Desülfovibrio kükürtsüzleştiriciler 183
Devoniyen 16, 226, 355, 372, 388, 389
  kıtasal paleocoğrafya *374*
  yatakları 394
Devoniyen New Albany Siyah Şeyli, Indiana, ABD
  322, 323, 323
Devoniyen-Karbonifer sedimentleri 208
diadohi (yerini alma) 9
diatrem-maar volkanları 18, 75
dielektrik sabiti 79
dilatans 153, 154, *154*, *157*, 158 ayrıca bkz. akışkan hareketi
dipol momenti 79
diyajenez 333
diyapirler 342
doğal gaz 358 ayrıca bkz. petrol ve gaz
Doğu Kordiller 392, 395
Doğu Kordilleri 115
Doğu Pasifik Yükselimi 21°N 197, 204, 205, 207, *316*
Doğu Teksas Petrol Sahası 345
dolomit 23, 126, 233
Domeyko Fay Sistemi 111, *111*
doygun buhar basıncı 79

Duluth Kompleksi, Minnesota, ABD 49, 72
durain 351
durum denklemleri 81
düşük sülfidasyon epitermal yatakları bkz. epitermal yataklar
Dwars River, Bushveld Kompleksi 46

Eagle Ford Formasyonu, Texas 354, *355*
Ecca Kömür Damarı, Güney Afrika *350*
egzotik bakır oksit cevherleşmesi 272
Eh-pH diyagramları 220, *232*, 247, *248*
  bakır minerallerinin duraylılığı 269, *271*
  Cu-O-H-S-Cl için *220*
  demir minerallerinin duraylılığı *304*
  lateritik profil 256, *256*
  U-O_2-CO_2-H_2O için 231
Ehrenfriedersdorf Pegmatitleri, Almanya 99, *99*
ejirin 26
eklojit (E tipi elmaslar) 16, 17
eklojitik ksenolitler 13
ekonomik jeoloji 193, 363
eksenit 335
ekzalatif bacalar 144, 172, 197, *198*, 200-201, 202, 209 ayrıca bkz. siyah bacalar
ekzinit (liptinit) 335, 350, *351*
El Abra Porfiri Sistemi, Şili 271, 274 , *99*
El Laco Volkanı, Şili 50
elmas(lar) 5, 12, 15-17, 290-293
  birincil elmas yatakları 75
  elmaslı kimberlit 366
  fenokristallari 13, 16
  karbonado 15
  oluşumu *16*, 17
  Orange River elmas plaserleri 279
Elmas Madeni, Batı Avustralya 18-20
El Mochito (Zn-Ag skarnı) *94*
El Salvador Madeni, Şili 110, 111, 271, 272, *273*, 274
elüviasyon (yıkanma) 245, 275
embolit 272
emme pompası modeli 159
Emmons yeniden inşa edilmiş damarı 193, *194*
Eoarkeen Zamanı 381
Eosen-Oligosen sınırı 274
epitermal çözeltiler 193
epitermal yataklar 116-122
  Au-Ag 78, 107, 108, 110, 118, 119-121, 150, 172,
  173, 395
  Au-Ag-(Cu) 116-122
  düşük sülfidasyon 117, 118, 121
  yüksek sülfidasyon 117, *118*, 121-122
erken Fanerozoyik 375
etan 332
Etna Yanardağı 104
evaporiteler 298, 323-326, 342, 349
Everglades, Florida 349
Eylandt mangan oksit cevherleri, Avustralya 314

Fanerozoyik Zamanı 226, 368, 379, 388-392, 399
  metalojeni 392-396
  orojenik altın yatakları 212
  salamura yataklar 326
  tektonik döngüler 392-393
fayalit 50, *51*
fayalit-manyetit-kuvars oksijen tamponu *16*
fay büklümleri *158*, 173
faylar 157, 158
fay vanası modeli 158, *158*, 173, 211
fay yerdeğiştirmeleri 156
faz ayrımı 172-173
Fe^{+2} yükselim modeli 306
Fe-bisülfit kompleksleri 164
Fe oksit-Cu-Au yatakları 258
Fe oksit-fosfat cevherleri 395
$FeCO_3$ 306
feldispatlar 44, 97, 245
feldispatoyidler 36
felsik magmalar 4, 10, 39, *50*, 75, 98, 397
ferrik demir 164, 181
ferrik/ferröz oranı 28, 30, 253, 385
ferrik hidroksit 181, 306
ferrikritler 246-247
ferrodiyorit 48
ferrogabro 48
ferromagnezyen mineraller 245
ferröz demir 164, 255
fitoplankton 331, 332
flor 23, 107
florapatit 317
florit 26
Fortescue (Pilbara) Lavı 382

fosfatlar 23, 316, 317, 318, 359, 387
fosfojenez 319-322, 387
fosfor 316-317, 359, 387
fosforitler 316-322, 359, 387
fosil yakıtlar 330-359
foskorit 23
fraksiyonel ergime 33
fraksiyonel (bölümlü) kristallenme 36
  esnasında iz element dağılımı 39-43
  tek mineralli katmanlarda 43-48
  ve sülfit doygunluğu 56-58
fraksiyonlaşma 22
Frood-Stobie Madeni, Kanada *66*
fusain 351
fümerol buhar 104

gabro-anortozit intrüzyonları 386
gabroyik kayalar 58
Galapagos Rifti, "siyah baca" hidrotermal çıkışları 197-205
galenit 161, 183
galyum 23
Garnier, Jules 253
garniyerit 253
gaz bkz. petrol ve gaz
gaz hidratları 356-359
Gaz yasası 81
geçiş metalleri 9, 69, 245, 315
geçiş zonu 17
Geç Karbonifer-Permiyen süpersorgucu 393
genişlemeli ortamlar, maden yatakları 396
genleşmeli fay büklümleri 158
germanyum 23
Ghawar Petrol Sahası, Suudi Arabistan 347, 348
Gibbs serbest enerjisi 194
glimerit 23
Golden Mile, Kalgoorlie, Batı Avustralya 189-191
Gondwana (ya da Pannotya) 368, 372, 373, 386, 389,
  393
gossanlar 268
Gouy katmanı 149
gölsel salamuralar 359
götit 178, 255, 256, 268, 300, 310
gözenek akışkanları 146, 218, 219, 221, 222
gözenek suyu 143, 145-149
granat lerzolitik kaynak 13
Grand ve Petit Çakıltaşları, Katangan Sekansı 387
granit 6, 10, 11, 75
  granitik magmalar 78, 101, 107, 136
  granitte sınır katmanı diferansiyasyonu 41-42
  içinde ve etrafında sıvı akışı 128-132
  ilişkili polimetalik cevherleşme 130-132
  kristallenmesi 87
  metal birliktelikleri 29
  oksidasyon durumu 28
  orojenik 27
  pegmatite geçişi 98
  suya doygun magma zonu 85
  su içeriği 86, 107-110
  yerleşim derinliği 107-110
Grasberg Porfiri Cu-Au Yatağı, Endonezya *105*, 106,
  124, 395
Great Dyke, Zimbabwe 43, 72, 74, 385
Great Salt Lake kıta içi gölsel çökelleri, Utah, ABD
  324
Grenvillian kuşakları 370
greyzenleşme 192
Guaymas Havzası, Kaliforniya Körfezi 207
Gulf Coast (Körfez Kıyısı), ABD 146, 149, 342
Guyana Kalkanı 248
gümüş 166-167, 256, 272
gümüş tuzları 272
Güney Afrika 4, 14, 319, 386
Güney Amerika 392, 395

H_2O akışkanı 100, 101, *101*, 102, *102*, 108, 193
H_2O buharı, metallerin buhar içinde bölümlenmesi 104-106
H_2O doygunluğu 135, 136 ayrıca bkz. kaynama
Hadean Zamanı 369, 381
hafif nadir toprak elementleri (HNTE) 261, 262
Haile Altın Yatağı, Carolina, ABD 212
halojenürler 272
ham petrol 169, 338
Hamersley Havzası, Batı Avustralya 303

Hamersley Provensi bkz. Mount Whaleback Demir Madeni, Avustralya
havza kökenli (konne) su 145-149
  deniz suyu 144
  fazları 79, *80*
  granitik magmalarda 82
  jüvenil 81
  karışık kökenli 150-152
  kritik nokta 95
  magmatik 81-83
  metamorfik 149-150
  meteorik 144-145
  molekülü *78*
  özellikleri 78-81
  silikat magmalarındaki çözünürlüğü 83-85
  Yerküre'nin yüzeyinde veya yüzeye yakınında 142, *143*
havzaya ait akışkanlar 218-231, 236
havzaya ait sular 145-149
hayvanlar 332
Hekla Volkanı, İzlanda 10
hematit 26, 127, 300
hematitleşme 192
Henry havzası, Utah, ABD 232
Hersiniyen Orojenezi 389
hidrasyon 79, 244
hidro-çatlatma 88
hidrojen
  bağı *78*
  meteorik suların hidrojen izotopları 145
hidrokarbon kapanları 342, 345
hidrokarbon klatratı 338
hidrokarbonlar 169, 330-331, 340
  aromatik 332
  geleneksel olmayan 354-356
hidroksit kompleksleşmesi 133
hidrolik (oturma) eşdeğerlik(i) 282
hidrolik çatlatma (yarma) 354
hidrolik iletkenlik 153
hidroliz 184, 244 ayrıca bkz. asit hidrolizi
hidrosfer(in) evrim(i) 375-376
hidrostatik basınç gradyanı 155
hidrotermal akışkanlar 167
  akış modelleri *158*
  kabuk ölçeğinde akışkan akışı 153-154
  mafik kayaların cevherleşmesindeki rolü 133-135
  MVT yatak oluşumu ile bağlantısı 226
  yerkabuğundaki hareketi 152-161
hidrotermal alterasyon 184-192, 216
  arjilik 187, 191
  fillik (veya serizitik) 191
  greyzenleşme 192
  hematitleşme 192
  karbonatlaşma 192
  potasik 188-189
  propilitik 187, 191
  silikatlaşma191-192
  silisleşme 192
hidrotermal cevher oluşturan süreçler 142
hidrotermal maden yatakları 237
hidrotermal sular(daki) iyonik türler *145*
Himalaya Orojenezi 394
Himalaya tipi kıta çarpışması 11
Hindistan 290
Hindu-Avustralya 388, 389
hipojen cevherler 268, 269, *270*, *273*, 274
hipotermal çözeltiler 193
Hishikari Epitermal Au-Ag Yatakları, Japonya 119-121
hiyatüs modelleri 72
hornblend 82
Hürmüz Sedimentleri 387
Hüroniyen Havzası, Kanada 279

Iapetus Okyanusu 388
Irvine modeli 43-47
ısı üretimi 376-377
ıslak gaz *337*, 359
Isua Kuşağı, Grönland 308, 381, 382
I tipi granit 12, 27-30, 107-108, 113, 392
Itsaq (Amitsoq) Gnaysı, Grönland 381

içsel zonlanma 36-39
ikinci kaynama 85, 97, 108 ayrıca bkz. kaynama
ileri arjilik alterasyon 111, 117, 119, 122, 187, 191
ilk kaynama 85, 97 ayrıca bkz. kaynama
illit 146, 258
ilmenit serisi granitoyidleri 28
ilmenit-hematit 48
ilmenit-manyetit-apatit 49
ilüviyasyon 245, 275

indiyum 23
inertinit 335, 350, *351*
iridyum alt grubu 53n
İrlanda tipi Zn-Pb-Ba yataklar 184, 202, 394
iyon adsorplamalı kil çökelleri 261, 263
iz elementler 9
  kısmi ergime sırasında
zenginleşme/tüketilme *33*
  magmadan uzaklaşması 54
  uyumlu 30, 36, 40, 41
  uyumsuz 30, 36, 41-42
İzlanda, Atlantik ortası sırtı 10
izokimyasal kontakt metamorfizması 126

Jacobina Havzası, Brezilya 216, *217*
Jahns-Burnham Modeli 98
Jamaika, boksit yatakları 248
jeokimyasal kalıtım 13-14, 17
jeolojik süreçler ve metalojenez 375-379
jeolojik zaman çizelgesi 128
Jerome VMS yatakları, Arizona, ABD 198, 385
jips 244, 326
jips/anhidrit 324
J-M Resifi, Stillwater Kompleksi 59, 69, 74
João Belo Resifi, Jacobina Havzası, Brezilya 216
Johan Beetz Uranyum Yatağı, Quebec, Kanada 34
Jura-Paleojen 322
juvenil akışkanlar 236

Kaapvaal Kratonu, Güney Afrika 16, 308, 370, 380,
  382, 385
kabuk 6, 7, 15
kabuk mimarisi 4-7, 5, 6
kabuksal evrim 6, 363, 364, 369, 378, 379
  Arkeen 381, 382, 383, 384
  Fanerozoyik 388
  Paleoproterozoyik 385
  Proterozoyik 384
Kalahari Mangan Sahası, Güney Afrika 313
kalay 164-165
Kaledoniyen Orojenezi 388
kalıtsal faktörü 13-30
kalk alkali magmatik topluluklar 11
kalkan oluşumu 382
kalkofil elementler 4, 9
kalkofil metaller 60
kalk silikat cevherler 123
kalsit 23, 196, 265, 266
kalsiyum fosfat 317, 319
Kambalda Ni-Cu Sülfit Cevherleri, Avustralya 49, 56,
  60-61
Kambro-Ordovisiyen Alum Şeyli, İskandinavya 322
kanal demir çökelleri (KDÇ/CID) 299, 301, 302
kaolinit (porselen kili) 130, 149, 185, 258, 259-261,
  275
kaolinleşme 261
Karadeniz 221
  Mn ve Fe 314, *315*
  öksinik şeyller 322
kara kum plaserleri 279, 290
Karakurum Dağları, Pakistan 394
karasal çökeller 5
karbohidratlar 331, 332
karbon 17
karbon dioksit 91, 150, 177, 376
  faz diyagramı *151*
  magmatik akışkanlarda 94-95
karbon döngüsü 330
karbonado elmasları 15
karbonat-apatit 387
karbonat-florapatit 317
karbonat kayaları 123, 188, 191, 345
karbonat(ın) hidrotermal çözünme(si) 226
karbonatit 12, 13, 21-22, 23
karbonat mineralleri 267, 310
karbonatlaşma 192
karbonyum iyonu 334
karışmazlık 97
  sıvı 49-51
  silikat-oksit 49-50
  silikat-sülfit 50-51
karnotit 265, 266
Karoo Büyük Magmatik Provensi (BMP/LIP) 375
Karpatlar Yayı, Güneydoğu Avrupa, 394
Kartopu Yerküre 224, 299, 309, 372, 386, 387
kassiterit (Sn) plaserleri, Malezya 279

Kasuga Epitermal Au-Ag Yatakları, Japonya 119-121
katajenez 334, 338
katalitik çatlama 334
Katangan Sedimentleri 387
katmanlı mafik inrtüzyonlar 38, 39, 43, 46, 58, 60
  Bushveld Kompleksi, South Africa 41, 45
  cevherleşme modelleri 69-74
  iz element konsantrasyonları 42
  PGE 62, 133, 366
  Sudbury, Ontario, Kanada 64, *65*
katran bkz. bitüm
katranlı kumlar (veya petrollü kumlar) 354-356, 359
katyon değişimi 244-245
katyon metazomatizması 185 ayrıca bkz. metazomatizma
kayatuzu 92, 324, 326
kaynama 85, 88, 172-173
kaynama noktası eğrisi 79, 95
Kazakov, A.V. 317
Kenorland 368, 370, 381
kerojen 331, 332, 333, 335, 345, 359
K-feldispat 86, 184, 259, 260
Kheis Orojeni, Güney Afrika 385
Khibiny, Rusya 23
Kıbrıs tipi VMS yatakları 199, 396, 397
kırıntılı çökelim ve ağır mineral yoğunlaşması 278-298
kısmi ergime 30, 31-33
  modeli *35*
  sırasında iz element dağılımı 32-33
  uyumsuz elementlerin 34
Kidd Creek VMS Yatağı, Kanada 198, 384
kil çökelleri 146, 244, 258-264, 275
Kilauea Volkanı, Hawaii 47, 49, 51
Kimberley Bölgesi, Batı Avustralya 20
kimberlitik magma 12, 13, 15, 16, 17
kimberlitler 13, 18-20, 27, 290, 396
Kimmeridge kil formasyonu 335
kimyasal bozuşma 241, 242-245
kimyasal sedimentasyon 310-313, 359
kinetik eleme 285
King Island Madeni, Tasmanya 123
kireçtaşı 126, 298, 319, 345, 347
Kiruna Manyetit-Hematit-Apatit Cevheri, İsveç 50
kıta içi gölsel çökeller 324
kıtalar(ın), bütünleşme ve parçalanma(sı) 399
kıtasal büyüme
  büyüme hızının bulunması 366-369
  süperkıta döngüsü ile 366-375
kıtasal evrim 363
kıtasal fribord 379
kıtasal kabuk 5-6, *6*
kıtasal kara kütleleri 6
kıtasal şelf 379
kıtasal sıcak noktalar 393
Kızıl Deniz ve VMS-SEDEX sürekliliği 207-208
Klang-Langat Deltası, Malezya 354
klarain 351
klatratlar 338, 356-359
klinopiroksen 31, 32, 34
klorit 149
Klorofleksus 308
klorür iyonu 161, 162, 167
kofinit 233, 234
kolofan 317, 387
komatitler 7-8, 9
  Ni-Cu sülfit yatakları 377
  Ni-Cu yatakları 56, 60-61
  yüksek Mg 377
kompaksiyon dengesi 156
konak kayası anortozit olan Ti-Fe yatakları 48-49
konak kayası kalkrit olan uranyum yatakları 265-267, 275
konak kayası kumtaşı olan Colorado Platosu (tablamsı) uranyum-vanadyum tipi uranyum yatakları 232-234
konak kayası kumtaşı olan uranyum yatakları 232-236
konak kayası kuvars çakıllı konglomera olan altın yatakları 215-218
Kongo Kratonu 372
Kordiller Graniti, ABD 29
Kordiller Orojenezi, Kanada ve Batı ABD 212, 394
kömür 330, 345, 346, 359, 393
  bitümlü 352

humik 351 karakteristikleri 349-352
kimyasal bileşimi 351
kökeni 331
kül içeriği 351-352
maseral grupları 350
oluşumu 349, 352-354
sapropelik 351
sınıflaması *351*
kömürleşme süreçleri 345-354
köpürme 172-173
kratonlaşma 382-384
Kretase-Paleojen Devri 226
kristal düzeni 36, 39
kristal fraksiyonlanması bkz. kristallenme
kristallenme 30, 39, 41
filtre preslemesi 48-49
mafik magmalarda 75
tek mineralli kromitit katmanlarında 45-46
kritik nokta(lar)
hidrotermal çözeltiler için 95
suyunki 79-81
kritik metaller 22, 23
Kritik Zon, Bushveld Kompleksi 45, 59, 69
krom 44, 48
kromit 4, 37, 43, 45, 56, 71-72, 396
kromitit katmanları 30, 43-48, 71
kubbe ve dil yapıları 382
kumtaşları 355
Kupferschiefer Yatakları, Orta Avrupa 206, 219, 221,
222, 394
Kuroko tipi VMS yatakları 198, 200, 395, 396
kurşun 165, 170, 272
kuru gaz 335, 336, 337, 354, *355*, 359
kuvars 32, 86, 97, 244
çökelimi 161
çözünürlüğü 89, *90*, 161
taşınma hızı 286
kuvars damarları 88-89, 124, 126, 131, 158, 210, 212
Kuzey Amerika 392
Kuzey Denizi Gaz Yatakları 342, 351
kükürt 43, 50, 58, 106
hariçten eklenmesi 56, 60-61
magmatik akışkanlarda 91
porfiri sistemlerde cevher minerallerinin çökeltilmesindeki rolü 116
porfiri sistemlerde metallerin konsantrasyonlarındaki rolü 115-116
kükürt fugasitesi 69
küme kimyası 69
kümülatlar 36
küresel ısı üretimi 376-377
küresel karbon döngüsü 330
küresel metalojeni 375
küresel tektonik 153, 363, 377-379, 392
Kyushu Au-Ag Yatakları, Japonya 118, 119-121

La Escondida Porfiri Bakır Yatağı, Şili 110-113
Lac Tio Ti-Fe Yatağı, Quebec, Kanada 48, 386
Lachlan Kıvrım Kuşağı, Avustralya 27, *28*, 29, 30
Ladolam Madeni, Lihir Adası, Papua Yeni Gine yakınında 20, 21, 128
lamproit 15, 18-20
Langer Heinrich Uranyum Yatağı, Namibya 265
Laramide Orogenezi 392
Larder Gölü-Cadillac Fay Zonu, Kanada 211
lateritler 23, 24, 245-258, 275
altını 253-257
alüminyumlu (alkrit veya boksit) 246
demirli (ferrikritler) 246-247
nikeli 251-253
oluşumu 245-257
PGE 257-258
lateritleşme 253
Laurentia (şimdi Kuzey Amerika) 369, 370, 372, 386,
388, 389, 393, 394
Laurentia-Avalonya-Baltık 389
Lavrasya 372
Lazer aşındırmalı indüktif olarak eşleştirilmiş plazma kütle spektrometrisi (LA-ICP-MS) 92
Lepanto-Far Southeast Sistemi, Filipinler 118
Leptothrix ochracea 181
lerzolit 7, 13
levha tektoniği 396-399
Lewis asit/bazı 161, 162, 334
ligandlar 89, 119, 133, 162, 165
lignin 332
Lihir Adası bkz. Ladolam Madeni, Lihir Adası, Papua Yeni Gine yakınında

linyit 345
lipidler 332
liptinit (ekzinit) 335, 350, *351*
litofil elementler 11, 399
litosfer 5, 7
litostatik basınç 155
lityum 327
Lokken VMS Yatakları, Norveç 198, 385
lökogranit 34, *35*
London modeli 98
Los Pijiguaos Boksit Yatağı, Venezuela 249-251
Lovozero Karbonatitleri ve alkali intrüzyon, Rusya 23

Mackenzie Daykları, Laurentia 370
MacTung Tungsten Skarn Yatağı, Yukon, Kanada 124-126
maden yatakları 4
  akva-karbonik metamorfik akışkanlarla ilişkisi 20-218
  dağılım desenleri 364-366
  havza kökenli akışkanlar 218-231
  levha tektoniği istifi ile 396-399
  okyanusal kabuk ve deniz tabanı 5, *5*
  yüzeye yakın meteorik akışkanlar (yeraltı suyu) 231-236
mafik ergiyikler 94, 98, 108, 133, 135
mafik intrüzyonlar 36-39, 43, 69-74, 75
mafik kayalar 4, 8, 133-135
mafik magmalar 49
  cevherleşme süreçleri 52-72
  kristallenmesi 36, 75
  PGE kümeleri 70
  R faktörü ve az bulunan iz elementlerin konsantrasyonu 54-56
  sülfit çözünürlüğü 52-53
  sülfit-silikat bölümlenme katsayıları 53-54
magma 4
  alkali 12
  karışması 59, 61-64
  kimberlit 5
  kirlenmesi 64-69
  kristallenmesi 34-43
  magmada elementlerin bolluğu *8*
  sulfit karışmazlığı 64-68
  üretkenliği 13-30
  tipi ve metal içerikleri 7-13
  yeni magma enjeksiyonu 58-64
magmatik akışkanlar
  bileşimi 92-94
  çözelti bileşimi 91
  I tipi 91
  içindeki karbon dioksit 94-95
  özellikleri 95-97
magmatik hidrotermal akışkanlar 78, 110-113, 124-126, 134-135
magmatik hidrotermal çözeltiler 88-97
magmatik hidrotermal süreçler 116-122
magmatik kayalar 4, 8, 75
magmatik su 81-83
magmatik sulu çözeltiler 89-92
magmatik sulu faz 81-88
magmatizma 110, 396, 399
makaslama boylanması 285, 294
Malezya, granitik kuşaklar 29
mangan 5, 164, 183, 359
  okyanus tabanı yumruları 314-316
  tabakalı yataklar 313-314
mangan oksit cevherleri 313
manganlı oksitler 183
manto 15, 17
  konveksiyon 377-379
  metazomatizma ve metal zenginleşmesi *21*
  sıcaklığı 376-377
  siderofil metaller 14
  üretkenlik 17, 20
manyetit 9, 26, 37, 43, 126, 127, 181, 286, 303, 310
manyetit-hematit-apatit cevherleri 50
manyetit serisi granitoidleri 28
Marsfontein Madeni, Güney Afrika 19
Martha Hill (veya Waihi) Altın Yatağı, Yeni Zelanda *158*
martit 310
McMurray Formasyonu, Kanada 356
Meggen SEDEX Yatakları, Almanya 205, 394
Merenksy Resifi, Bushveld Kompleksi, Güney Afrika 49, 59, 74, 134
  çukurlar 134, 142

magma enjeksiyonu ve magma karışması 61-64, 72
resifteki PGE 69, 71
Mesozoyik Zaman 388
Mesozoyik-Senozoyik Orojenezi 395
Messoyakha Gaz Sahası, Sibirya 358
metal çökelimi
akışkan karışması/seyrelmesi ve metal çökelimi 174-176
biyolojik etkiyle 180-184
etkileyen faktörler 170-177
metal çözünürlüğü ayrıca bkz. çözünürlük
buhar fazı 167-168
etkileyen faktörler 161-170
sulu çözeltilerde 100-102
metal-klorür kompleksleri 162, 170, 193, 227, 228
çökelme 171, 173, 177
duraylıklıkları *163*, 229
metaller
akışkan-ergiyik iz bölümlenmesi 102-106
salamura ve buharca zengin akışkan kapanımlarında bollukları *105*
sınıflandırılması *162*
yerkabuğundaki dağılımı 170
su buharına bölümlenme 104-106
metal-ligand kompleksleri
hidrotermal çözeltilerde 163-167
sıcaklık ve çözünürlüğü 171-172
metal zonlanması 130
ve parajenetik sekans 192-196, 221
metal spesifikliği 27-30
metal-bisülfit kompleksler 228
metal-organik kompleksleri 169-170
metal-sülfit kompleksleri 171, 193
metamorfik akışkanlar 236
metamorfik su 149-150
metamorfizma 149
metan 331, 332, 338
metan hidratlar 356-357, 359
metanojenez 358
metasomlar 27
metazomatizma 17, 20, 21
meteorik su 144-145, 145
meteorik su çizgisi 149
meteoritler 14, 15, 65, 68
Mezoarkeen Zamanı 381-382, 384
Mezoproterozoyik Zamanı 24, 48, 205, 249, 364, 370, *371*, 386
mezotermal çözeltiler 193
MIDAS (Yoğunluk ve boyut sıralamasına yönelik model) programı 296
mika 13
mikroorganizmalar 142-157
mineral çökelimi 159-161
Misisipi Vadisi tipi Pb-Zn yatakları 218, 223-231, 364, 394, 396
Miyosen volkanizması, 395
Mohorovicic süreksizlikleri 7
Molango Mangan Oksit Cevherleri, Meksika 314
molar hacimler 196
Mole Graniti, Avustralya *94*, *105*, 106, 193, 195
molibden 104, 113, 272
ergiyik ile H_2O akışkanı arasında bölümlenme, 106-107
hidrotermal çözeltilerde 164
monazit 26
Mother Lode Altın Yatakları, Kaliforniya *158*, 212, 394
Mount Isa Zn-Pb Cevherleri, Avustralya 176, 197, 205, 385
Mount Whaleback Demir Cevher Yatağı, Avustralya 310-313
Mountain Pass, Kaliforniya 23
muskovit 82, 97, 108, 149, 184-185, 244, 260
Muskox İntrüzyonu, Kanada 56
MVT yatakları bkz. Misisipi Vadisi tipi Pb-Zn yatakları
Myanmar, granitik kuşaklar 29

nadir toprak elementleri 22, 23, 26, 261-263
naften 332
Namibya 317, 319
Nankai Çukuru 358
nefelinit 12
Neoarkeen Zamanı 370, 381-382, 384, 399
Neoproterozoyik Zamanı 386-388

Neotetis 372
Neotetis Okyanusu 375
Nevada Carlin tipi altın yatakları, ABD 212, *213*,
214-215
Neves Corvo VMS Yatağı, İberya 198
New Albany Şeyli, ABD 322
Ni-Cu cevheri 56
Ni-Cu-PGE sülfit yatağı, Noril'sk, Rusya 56
Ni-Cu sülfit cevherleri 49, 64-68
Nijer 11
Nijerya 11
nikel 5, 14, 58, 64
nikel lateritleri 251-253
nikel zenginleşmesi 275
niyobyum 22, 23, 26
nöpit 252
Noril'sk-Talnakh Ni-Cu-PGE Sülfit Yatağı, Sibirya
56, 72
NTE bkz. nadir toprak elementleri
Nuna (veya Kolombiya) 368, 370, 385, 386

ofiyolit üzerlemesi 397
ofiyolitler 47, 200
Okiep Bakır Bölgesi, Güney Afrika 386
Okorusu Karbonatitleri ve Alkalen İntrüzyonları, Namibya 23
oksidasyon 171, 244
oksihidroksitler 23, 164, 245, 257, 268
oksijen fugasitesi 47, 51
oksijen izotoplar(ı), meteorik sular(ın) 145
oksijen-atmosfer terslenmesi 375
oksit mineralleri 37, 196
Okyanusal Anoksik Olaylar (OAO/OAEs) 322
okyanusal kabuk 5
okyanusal kalkan içi oluşum 382
okyanusal litosfer 5, 48
okyanus ortası sırtlar 5, 396
Oligosen 274
Oligosen-Miyosen S tipi granitleri 395
olivin 13, 32, 34, 36, 47, 54, 251, 252
ekstraksiyonu 52
kristallenmesi 37
olivinde Mg+2 için Ni+2 yerdeğişimi 9
ve Irvine modeli 43
olivin nefelinit 13
Olympic Dam Demir Oksit-Bakır-Altın Yatağı, Güney Avustralya 174-176, 192, 364, 386
Orange River Elmas Plaserleri, Güney Afrika 279,
288, 290-293
Orapa Elmas Madeni, Botswana 18-20
Ordovisiyen-Devoniyen 322, 392
Oregon Plaj Plaser Yatakları, ABD 294
organik asit anyonları 169
organik bileşikler, havza kökenli sular 169
organik madde 228, 234, 322, 330, 333, 335, 336, 354
Orinoco Havzası 340, *341*
orojenenez ile denetlenen akışkanlar 154, 214-215
orojenez 316
orojenik altın cevherleşmesi 393
orojenik altın yatakları 211-212
Arkeen 211-212
Fanerozoyik 212
Proterozoyik 212
orojenik ortamlar 364
orojenik tip yataklar 387
Orta Afrika Bakır Kuşağı 176, 219, 221, 223-226, 387
Orta Afrika Cumhuriyeti 15
Orta Asya Orojenik Kuşağı 26, 395
Orta Atlantik Magmatik Provensi 375, 389
orta Miyosen 274
ortopiroksen 32, 34, 44, 52, 54, 251
Os-Ir-Pt alaşımı 71

ökaryotlar 180
östatik deniz seviyesi değişimi 319, *320*, 322, 379
özgül geçirgenlik 153

Painter Rezervuar Sahası, Wyoming-Utah Bindirme Kuşağı, ABD 342, *344*
Paleoarkeen Zamanı 381-382
Paleoproterozoyik Zamanı 6, 308, 385-386
Paleozoyik Zamanı 372
palladyum 39, 43, 58, 133, 257
Pan-Afrikan Orojenezi 224, 372, 386, 388
Pangea 368, 372-375, 388, 389, 393
Panjal Kapanları, Hindistan 372

Pannotya (Gondwana) 368, 372, *373*, 386, 388, 393
Panthalassan Okyanusu (Doğu Pasifik) 389, 392
parajenetik sekans, metal zonlanması ve 192-196
parajenez 193
parçacık çökelme hızı 283
Pasifik Okyanusu 314, 399
Pb-Zn cevherleri 218, 396
Pd alt grubu 53n
Pearson ilkesi 162
pedojenez (toprak oluşumu) 241, 275
pegmatitler 97-100, 327
  kökeni 98-100
  Li-Cs-Ta birlikteliği 97
  Nb-Y-F birlikteliği 97
  pegmatit oluşum modelleri 98
PGE bkz. platin grubu elementleri
pelajik sedimentler 5, 315
Pensilvanya kömürleri, ABD 352
peralkalen magmalar, metal zenginleşmesi 21-22
peridotit (P tipi elmaslar) 16, 17, 23, 32
  ardışık ergime *31*
  metasomatize olmuş 20
Permiyen 226
Permiyen fosfor oluşumu 319
Permiyen Khuff Kireçtaşı 347
Permiyen Zechstein Formasyonu 324
Permo-Triyas Kupferschiefer ("bakır şeyli"), Orta Avrupa 219
Peru, porfiri bakır yatakları 395
petrojenez 10, 30
petrol 330
  bileşimi 332
  göçü ve rezervuar değerlendirmeleri 337-340
  kökeni 331
petrol penceresi 332, 354
petrol sahaları 278, 342
petrollü şeyl 359
petrol ve gaz 142, 278, 330, 359
  Arap (Basra) Körfezi, Orta Doğu 347-349
  kapanlanma 340-345
  oluşumu 332-345
Phalaborwa Kompleksi, Güney Afrika 12, 22, 23, 26,
  27, 385, 396
piçblend 231
Pilbara Kratonu, Batı Avustralya 380
Pines River, New Jersey, ABD 300
pirit 91, 188, 267, 303, 375
pirit-kalkopirit-manyetit 127
pirofillit 149, 185
piroklor 23, 24
piroksenit 23
piroksenler 36
pirolusit 314
pirotin 71
pirotin-pentlandit 62
plajiyoklas 34, 36, 37, 44, 52, *57*, 59, 74, 86, 185
  çekirdeklenme 86
  ekstraksiyonu 48
  feldispatlar 46, 191, 259, 260, 275
  kümülüs 58, 73, *74*
plajlar, plaser yatakları 293-295
plaka tektoniği rejimi öncesi 369
plaser yatakları 278-298, 359
  boyutlama ilkeleri 288-290
  büyük ölçekli 288-290
  hidrolik boyutlama mekanizmaları 281-288
  kıyı çizgisi ortamları 290
  küçük ölçekli 288
  orta ölçekli 288
  plajlarda 293-295
  sayısal benzetişim 296-298
  temel ilkeleri 279-281
Plat Resifi, Bushveld Kompleksi 61
platin 14, 257
platin grubu elementleri 5, 23, 53, 53n, 56, 58, 61, 63,
  69, 133
  akışkanla ilişkili süzülmesi 72
  hidrotermal remobilizasyonu 142
  kümeleri 69-71
  lateritler 257-258
platin grubu metalce zengin katmanlı mafik intrüzyonlar 366
platin grubu mineralleri (PGM) 69, 71-72
platin zenginleşmesi 275
Platinova Resifleri, Skaergaard Kompleksi *37*, 43, 58
plütonlar 39
podiform kromit yatakları 5
polihalit 326

porfiri bakır yatakları 173, 189
Namibya 385
süperjen bozuşma profili 268
süperjen ve “egzotik” cevherleşme 272-275
Şili 271, 395
porfiri Cu-Au yatakları 395, 396
porfiri Cu-Mo yatakları 92, 110-114, 393, 394, 396
porfiri W (±Sn) tipi yataklar 114-115
porfiri yataklar 136
porfiri-epitermal sistemler 105
porselen kili yatakları bkz. kil yatakları
potasik (veya K-silikat) alterasyon(u) 188-189
potasyum 326
Prekambriyen 309, 369
Prekambriyen-Kambriyen 387
prograd 126, 127, *127*, 191, 236
çözünürlük 161
hidrotermal alterasyon 124
izokimyasal kontakt metamorfizması 126
metamorfizma *148*, 149, 150, 211
metasomatizma ve ornatma 126
prokaryotlar 180
propan 332
propilitik (klorit-serizit) alterasyonu 111, 187, 191
proteinler 332
Proterozoyik Üstzamanı 212, 370, 375, 384-388, 399
proto-Hint Okyanusu 389
Prudhoe Körfezi Petrol Sahası, Alaska 342, 358
Pt grubu elementleri bkz. platin grubu elementleri Pt-Pd-Au topluluğu 71

R faktörü ve daha az yaygın iz elemetlerin konsantrasyonu 54-56
Rajpura-Dariba SEDEX Yatakları, Hindistan 205
Rammelsberg SEDEX Yatakları, Almanya 205, 394
Rapitan cevherleri 306
Rayleigh fraksiyonlaşması 36, 39, 40, 41
Red Dog Zn-Pb-Ag Yatağı, Alaska 196, 208-209
red-bed bakır yatakları 177, 218, 393
Renison Bell Madeni, Tasmanya 124
retrograd
çözünürlük 161
meteorik akışkan girişi ve ana metal çökelimi 127
Reynolds sayısı 279
Rheic Okyanusu 389
Richard's Bay Ti-Zr Yatakları, Güney Afrika 290, 296
Rio Tinto Yatakları, İberya 198
riyolit 10-12
elemetlerin riyolitteki bolluğu *9*, *12*
riyolitte karbon dioksit 94
Rodinya 368, 370-372, 379, 386, 388, 389
rodokrosit 314
roll-front tip cevherler 234-236
Rote Fäule, Kupferschiefer Cevherleri 221, *222*
Roxby Downs Granit-Riyolit Kompleksi, Güney Avustralya 174, 386
Rössing Uranyum Yatağı, Namibya 34, *35*

S tipi granit 12, 27-30, 83, 107, 108, 115, 131, 399
S tipi magmalar 91
Sabie-Pilgrim's Rest Altın Sahası, Güney Afrika 212
sabka ortamı 226, 326
sakaridler 331
Salar de Atacama Evaporit Yatakları, Şili 324, 327-330, *328*, *329*
Salton Denizi Jeotermal Sistemi, Kaliforniya 176, 205-207
San Andreas Fay Sistemi 205, 207
Sanford Gölü, New York Eyaleti, ABD 48
Santa Rita Porfiri Bakır Madeni, New Mexico *94*, *274*
sapropelitler 354
Sarawak 354
Sarbai Skarn Yatağı, Rusya 124
Sclavia 370, 380
SEDEX bkz. sedimenter egzalatif yataklar
sediment boylanması, plaj ve eoliyen ortamlarda 290-296
sedimenter ekzalatif yataklar 196
Pb-Zn 385
Pb-Zn-Ag 393
Pb-Zn-Ba-Ag 396
Red Dog Zn-Pb-Ag Yatağı, Alaska 208-209

Zn-Pb, Mount Isa ve Broken Hill, Avustralya 176
sediment taşınımı 295-296, *296*
sedimentasyon 359, 396
sedimenter ekzalatif cevherleşme süreçleri 205-209
sedimenter kayalar 4, 277
sedimentler içinde havza kökenli akışkanlar 223-226
Senozoyik 388
sera gazları 309, 356
serizit 184, 260
serpantin 252
serpantinit 133
Serra Pelada Yatağı, Brezilya 258
sert asit bkz. Lewis asit tabanlı sert metaller 163-164
serüzit 272
sfalerit 183
sfalerit-galenit 127
Shields sürükleme fonksiyonu/Shields parametresi 283
sıcak noktalar 393, 396 ayrıca bkz. sorguçlar
sıkışmalı ortamlar, maden yatakları 396-399
sınır durumu Lewis asitleri 165, 227
sınır durumu metalleri 164-165 ayrıca bkz. Pearson İlkesi
sınır katmanı farklılaşması 39, 41-42
sıvı karışmazlığı 49-51
sıvı-buhar metal fraksiyonlaşması 105
Sibirya 372
siderit 23, 303
siderofil elementler 4, 9
siderofil metal konsantrasyonunun Geç Veneer hypotezi 14-15
siderofil metaller 14-15, *15*, 106, 183
Sierra Leone 257
silikat magması 83-85
silikat mineralleri 43
silikatlaşma 185, 191-192, 306
silikon 242, 244
silis 89, 244, 306
silisik asit 89
silisleşme 192
Siluriyen Salina Formasyonu, ABD 324
Siluriyen-Devoniyen 212
silvinit 326
silvit 324
silvit 92, 324, 326
SiO_2-FeO-FeS 50, *51*, 68
sismik pompalama *154*, 156, *157*
siyah bacalar 197-205, 323, 396 ayrıca bkz. ekzalatif bacalar
siyah şeyller 322-323, 359
siyanobakteriler 306, 375
siyanür 166
siyenitik yerli kayalar 21
Skaergaard Kompleksi, Grönland 37, *37*, 43, 53-54, 58
skarn yatakları 123-127, 136, 188, 191, 196
smektit 146, 252, 258, 260
smitsonit 272
SMOW bkz Standard Ortalama Okyanus Suyu
Sn-W 28, 110, 131, 396
Sn-W-Ag-Bi cevherleşmesi 395
Sonju Gölü İntrüzyonu, Minnesota, ABD *57*, 58
sorguçlar 17, 31, 203, *204*, 304, 305, 309, 375, 389
  geç Karbonifer-Permiyen süper sorgucu 393
  Olympic Dam yatağı *175*
  sıcak noktayla ilişkili 7
  sönümlenmiş 393
SSC yatakları bkz. Konak kayası stratiform sediment olan bakır yatakları
St Agnes-Cligga Head Graniti *132*
St Francois Dağları, Missouri, ABD 386
Standard Ortalama Okyanus Suyu (SOOS/SMOW) 149
Stillwater Kompleksi, Montana, ABD 47, 58, 69, 72, 73, *74*, 257
Stokes Yasası 282, 286
stratiform tortul konak kayalı bakır yatakları 218, 219-223
Strong modeli *109*
Sudbury Ni-Cu Yatakları, Ontario, Kanada 14, 49, 64-68, *65*, *66*, 69, 72
sulu çözeltiler 77
  çözünmüş bileşenler *92*
  kuvars çözünürlüğü 90

metal çözünürlükleri 100-102
Superia 370, 380, 382, 385
Superior Provensi Granit-Yeşiltaş Arazileri, Kanada
383, 384
suya doygunluk 85, 96-97
suyun üçlü noktası *80*
Sverdlovsk Skarn Yatağı, Rusya 124
sülfat indirgenmesi 188
sülfatlar 50
sülfitler 39, 50, 58, 126, 127, 178, 188, 221
çözünürlüğü 51, 52-53, 59
doygunluğu 51, 52, 56-69
karışmazlığı 60-61
sülfit-silikat bölümlenme katsayıları 53-54
süper sorguçlar 389, 393
süperjen cevherleşme 113
süperjen zenginleşme(si), metaller(in) 272, 310
süperkıta döngüsü 364, 369-375, 377-378, 388, 399
süperkritik akışkanlar 81
süperkronlar 17
sürüklenme 294
boylanması 283-285
eşiği 286
süzülme eşiği 159

şap şeyli, İskandinavya 322
şeelit 124, 125, 126, 163, 381
şeyller 146, 393
gazı ve petrolü 354
öksinik 322
siyah 322-323

tali elementler bkz. iz elementler
talk 252
Tanco Pegmatiti, Manitoba, Kanada 99
tane boyları 284
tantal 23
Tarkwa altın yatakları, Gana 216
taşınma boylanması 285-288
Taupo Volkanik Zonu, Yeni Zelanda 116
Teksas 232
tektonik ortam 363
Telemark Üsgrubu, Baltık 370
Telfer altın yatakları, Batı Avustralya 212
Tellnes Yatağı, Norveç 48
termal çatlama 334
termal modelleme 128
Tetis Okyanusu 389, 393
Thompson Ni Kuşağı, Manitoba, Kanada 60
Tissot sınıflaması 335
tiyoantimonit kompleksleri 164
Tiyobakillus ferrooksidanları 181
todorokit 315
tonalit 10
toprak oluşumu 241, 275
Transvaal Havzası Mangan Yatakları, Güney Afrika
303, 313, 314
Trodos Masifi, Kıbrıs 197
VMS yatakları 200-201
Trojan ve Shangani Madenleri, Zimbabwe 60
tungstatlar 163
tungsten 23, 163
akışkan-ergiyik bölümlenme davranışı 107
skarnlar 123
turba 332, 346, 349, *350*, 351, 352, 353, *353*, 354, 359
turba batakları 300
tuz 326
tuz devleri 324
tuz domları 326
Tuz tektoniği (halokines) 342
tuzlalar 330
Twin Creeks Madeni, Nevada, ABD 214-215

uçucu eksolüsyon 113
uçucu fazlar 85n, 97, *148*
Udokan ve Dzhezhkazgan Bakır Yatakları, Kazakistan 219
UG1 Kromitit Damarı, Bushveld Kompleksi 45-46
UG2 kromitit katmanı 61, 63, 63, 71, 73, 74, 134
ultramafik magmalar 13, 22
Ur kıtasal kara kütlesi 370
uranil iyonu 231
uranil-karbonat kompleksleri 234, 267
uraninit 34, 231, 232, 288, 290, 375, 384
uranöz iyonu 164, 231
uranyum 34, 164, 231-232, 275
konak ayası kalkrit olan yataklar 265-267
konak kayası kumtaşı olan uranyum yatakları 232-
236

roll-front tip cevherler 234-236
uranyum silikat 34
uranyum-vanadyum cevherleri 231, 233

Vaalbara 370, 380, 382
Van Krevelen diyagramı 335
vanadyum 233, 266, 267
Variscan Orojenezi 130, 389, 394
Vazante Madeni, Brezilya 272
Venezuela, lateritik boksitler 248
Ventersdorp (Kaapvaal) Lavı 382
Viburnum Trend, Missouri, ABD 223, 229-231
vitrain 351
vitrinit 335, 350, 351
VMS yatakları bkz. volkanojenik masif sülfit yatakları
volkanlar
diatrem-maar tipi 18, 75
El Laco, Şili 50
Hekla 10
Kilauea, Hawaii 47, 49, 51
volkanojenik masif sülfit -SEDEX yatakları 196-209,
366
volkanojenik masif sülfit yatakları 5, 144, 171, 196,
202, 304, 392, 393-394, 396

Welkom Altın Sahası, Güney Afrika 288
Wilson döngüleri 6
Witbank Bitümlü Kömür Damarı, Güney Afrika *350*
Witwatersrand Havzası, Güney Afrika 4-5, 14, 215,
279, 283, 288, 382, 384
Au-U cevherleri 142
kırıntılı altını 296
metamorfik su 149
yeşil kırıntılı elmaslar 16
Woodbine Kumtaşları, Doğu Teksas Havzası 345, *346*
Wyoming, konak kayası kumtaşı olan uranyum yatakları 232
Wyoming-Utah Bindirme Kuşağı, ABD 342

yan duvar sınır katmanı diferansiyasyonu 39
yarı iletkenler 180
yay ardı havzalar 396
Yeelirrie Uranyum Yatakları, Batı Avustralya 265,
266
Yeni Kaledonya nikel lateritleri 251, *252*, 253
Yer sistemi 303, 369
yeraltı suyu 144, 345
yerdeğiştirme (ornatma) süreçleri 195-196
Yerküre'nin orta çağı 369
Yeşil Tüf Kuşağı, Japonya 395
yeşiltaş kuşakları 7, 188, 366, 377, 384
yığın ergimesi bkz. kısmi ergime
Yilgarn Kratonu, Batı Avustralya 189, 211, 253, 384
yitim 11, 21, 28, 347, 379
yoğunluk
izokorları 79, 95, *96*
magma odalarının katmanlaşması 73
suyun 79
Yukon Toprakları MacTung Yatağı, Kanada 123,
124-126
yüksek sülfidasyon epitermal yatakları bkz. epitermal yataklar
yükselmiş bataklıklar 352, 353-354
yumuşak metaller 165-167
yüzen bataklıklar 352
yüzeye yakın meteorik akışkanlar (yeraltı suyu) 231-
236, 237
yüzeye yakın ortam, Cu ve diğer metallerin süperjen zenginleşme yeri 267-275
yüzeysel uranyum yatakları 145, *264*, 265-267

Zaaiplaats Kalay Yatağı, Bushveld Kompleksi 41-42
Zagros Dağları, İran 342, 347
zenginleşme faktörü kapanlanma(sı), petrol ve gazın
340-345
Zimbabwe Kratonu 211, 384
zirkon 366, 368
Zn-Pb cevherleşmesi 219

Maden Yataklarına Giriş'in gözden geçirilmiş ikinci baskısı, maden yataklarının oluşumuyla sonuçlanan çok sayıda jeolojik süreç için bir rehber sunmaktadır. İkinci baskı, metalojeni ve yer sistemi bilimi araştırmalarındaki en son gelişmeleri yansıtacak şekilde güncellenmiştir.

İkinci baskı ekonomik jeoloji uygulamalarını etkilemeye devam eden ve doğal kaynakların tedarikini sorumlu ve sürdürülebilir bir şekilde uygulayan küresel tektonik süreçler ve kabuk evrimi hakkında yeni bilgiler içermektedir.

Tükenmiş doğal kaynakların ikmali daha zor ve çevresel açıdan zorlayıcı hale gelmektedir.

Mineral emtia talebinde de bir değişiklik söz konusu olup, sürdürülebilir olmayan 'kritik metaller' arzına ilişkin endişe, geleceğin planlayıcıları için artık önemli bir husustur. Kitap, doğal kaynakların sorumlu bir şekilde korunmasına ve tüm yerbilimcilerin metalojeni ve kaynak döngüsünü anlamaları için devam eden ihtiyaca odaklanmıştır. Bu yeni baskı:

- Maden yataklarının oluşumunda yer alan süreçler için güncellenmiş bir kılavuzdur.
- Magmatik, hidrotermal ve tortul cevher oluşum süreçlerine genel bir bakış sunar.
- Fosil yakıtlar ve süperjen cevherler dahil olmak üzere tüm maden yatağı türlerini kapsar.
- Maden yataklarının mekan ve zaman içindeki dağılımını inceleyerek metalojeni ile küresel tektoniği ilişkilendirir.
- Cevher oluşumunun süreç odaklı tanımlarını anlamaya yardımcı olmak üzere dünyaca ünlü cevher yataklarından örnekler içerir.

Hem öğrenciler hem de profesyoneller için yazılmış olan Maden Yataklarına Giriş ile, maden yataklarının jeolojik süreç ve evriminin birçok doğa harikasından biri olduğu gerçeğine odaklanan gözden geçirilmiş ikinci bir baskı sunulmuştur.

LAURENCE ROBB, Oxford Üniversitesi Yer Bilimleri Bölümü'nde Ekonomik J Jeoloji alanında misafir öğretim üyesidir. Afrika kıtasının ve ayrıca Güneydoğu Asya'daki maden bölgelerinin metalojeni üzerinde çalışmaya devam etmektedir. 2017 yılında Dünya Ekonomik Jeologlar Derneği Başkanı olarak bir dönem görev yapmıştır.

WILEY Blackwell