



MÜHENDİSLİĞİ

tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı

Publication of The Chamber of Geological Engineers of Turkey



JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Behiç ÇONGAR
Başkan (President)

Hikmet TÜMER
İkinci Başkan (Vice President)

Mehmet Yüksel BARKURT
Yazman (Secretary General)

Dr. Zeynep DEMİREL
Sayman (Treasurer)

Coşkun NAMOĞLU
Mesleki Uygulamalar Üyesi
(Secretary of Professional Activities)

Mesude AYDAN
Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)

Erçin TÜRKEL
Yayın Üyesi (Secretary of Publications)

Yayın Kurulu (Publication Board)

Dr. Tuncay ERCAN
Baş Editör (Chief Editor)

Dr. Erdal ŞEKERCİOĞLU (DSİ) - Halil TÜRKMEN (MTA)
Editör (Editor) Editör (Editor)

Bu sayıdaki yazıların incelenmesinde Prof. Dr. Mesut ANIL (ÇÜ), Hasan BAŞ (MTA), Prof. Dr. Rifat BOZKURT (AÜ), Prof. Dr. Remzi DİLEK (KTÜ), Dr. Orhan DURAN (TPAO), Prof. Dr. Okay EROSKAY (İÜ), Prof. Dr. Aziz ERTUNÇ (ÇÜ), Abdullah GEDİK (MTA), Prof. Dr. Cahit HELVACI (DEÜ), Erol ÖNHOŞ (DSİ), Y. Doç. Dr. Sadettin KORKMAZ (KTÜ), Doç. Dr. Nurkan KARAHANOĞLU (ODTÜ), Dr. Sefer ÖRÇEN (MTA), Dr. Fuat ŞAROĞLU (MTA), Prof. Dr. Selçuk TOKEL (KTÜ), Doç. Dr. Fuzuli YAĞMURLU (SDÜ) ve İsmail YİĞİTEL (MTA) in de katkıları olmuştur.

KAPAK RESMİ: İstanbul Boğazi çevresinin en eski ayrıntılı Jeoloji Haritası. Alman araştırmacı Werner Paeckelmann tarafından 1936 yılında hazırlanmış ve 1938 yılında Almanya'da Berlin'de basılan "Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paleontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel" adlı kitapta ek olarak verilmiştir. Orjinal boyutları 58 cm x 45 cm olup 1/75.000 ölçeklidir.

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

tmmob jeoloji mühendisleri odası yayım organı

Sayı : 41

Kasım 1992

İÇİNDEKİLER

SAHİBİ ve YAYIM SORUMLUSU

Behiç ÇONGAR

YÖNETİM YERİ

Bayındır Sokak No: 7/1 Kat 1
Kızılay - ANKARA
Tel: (4) 432 30 85 - 434 08 22
Fax: (4) 434 23 38

YAZIŞMA ADRESİ

P.K. 507 - 06424 Kızılay - ANKARA

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayımıdır. Yılda iki kez yayımlanır. Dergi Oda'nın amaç, ilke ve yayım koşullarına uygun bilimsel ve teknik yazılara açıktır. Yayımlanan yazılardaki fikir ve teknik sorumluluk yazarlarına ait olup, Jeoloji Mühendisleri Odası ve Dergi sorumlu değildir.

REKLAM FİYATLARI

Arka Dış Kapak (Renkli)	1.500.000.- TL.
Arka Dış Kapak (S/B)	1.200.000.- TL.
Arka İç Kapak (Renkli)	1.300.000.- TL.
Arka İç Kapak (S/B)	1.000.000.- TL.
İç Sayfa (S/B)	600.000.- TL.
1/2 Sayfa (S/B)	300.000.- TL.
1/4 Sayfa (S/B)	200.000.- TL.
Özel Renk	75.000.- TL.
Renk Süzümü	90.000.- TL.

Tescilli bürolara ve sürekli reklam yayımlanması isteminde % 10 indirim yapılır.

Bu sayı 4000 adet basılmıştır.

- OKURLARIMIZA 3
- Güney Amerika'daki And Dağlarının Tektonik ve Volkanik Gelişimine Bağlı Borat ve Diğer Tuz Yataklarının Oluşumu
CAHİT HELVACI 5-22
- Kestanecik ve Kozağaç (Yatağan-Muğla) Mermer Yataklarının Jeolojik ve Ekonomik Özellikleri
MUSTAFA KUŞÇU 23-36
- Trakya'daki Senozoyik Volkanizması ve Bölgesel Yayılımı
TUNCAY ERCAN 37-50
- İstanbul-Taşdelen ve Karakulak Kaynak Sularının Hidrojeolojisi ve Kaptaj Sorunlarına Çözüm Önerileri
ERDOĞAN YÜZER-TURGUT ÖZTAŞ-ORHAN MUTLU 51-62
- Levent Kuzeybatısında (Akçadağ-Malatya) Ulupınar Formasyonunun (Maestrihtiyen) Organik Fasiyes İncelemeleri
ORHAN ÖZÇELİK 63-69
- 13 Mart 1992 Erzincan Depremi ile İlgili Jeolojik Gözlemler ve Bazı Öneriler
SİMAV BARGU-ŞÜKRÜ ERSOY 70-83
- Markov Zinciri Analiz Yönteminin Linyit İçeren Zırnak Formasyonuna (Pliosen, Hınıs) Uygulanması
ALİ İHSAN GEVREK-İLKER ŞENGÜLER 84-90
- Çiftehane-Koçak (Ulukışla-Niğde) Yöresi Demir Yataklarının Mineralojik ve Jenetik İncelemesi
SEDAT TEMUR-HALİL BAŞ 91-103
- Tortul İstiflerdeki Kırmızı Tabakaların Kökeni
HÜKMÜ ORHAN 104-108
- Büyük Depremlerle İlişkili Öncül Kabuk Hareketleri
HAYRETTİN KORAL 109-117
- Boğsak Karst Kaynağı (Mersin-Taşucu) Dolayının Karst ve Karstlaşma Özellikleri
TURGUT ÖZTAŞ 118-130
- Bolucan (Zara-Sivas) Yöresinde Oligosen Yaşlı Selimiye Formasyonu Kumtaşlarının Sedimenter Petroloji İncelemesi
ORHAN ÖZÇELİK-MEHMET ALTUNSOY 131-137
- Çambaşı (Trabzon-Çaykara) Baraj Yeri Temel Kayasının Jeomekanik Özellikleri
FİKRİ BULUT-FİKRET TARHAN 138-145
- Güney Afrika, Permiyen Yaşlı Witbank Kömür Tabakalarının Sedimentolojisi ve Jeokimyası
B. CAIRNCROS-R.J. HART-J.P. WILLIS 146-153
- Altının Ekonomideki Yeri ve Pazarı
GÖNÜL ÇETİNEL 154-160
- Kalkerli Mikrofosillerin Kireçtaşından Knitter Yöntemi ile Çıkarılması
SERPİL ERK 161-165
- Dünya'da ve Türkiye'de Sepiyolitik Kil
GÜLER CAN 166-170
- Radyoaktivite, Radyasyon ve Çernobil Sonrası Yaşadıklarımız
ERNUR ERDEN 171-173
- Anadolu'nun Renkli Olarak Basılan İlk Jeoloji Haritaları-II 174-177

OKURLARIMIZA,

Jeoloji Mühendisleri Odası gelecek yıl kuruluşunun yirminci yılını kutlayacak. İnsan yaşamında olduğu gibi kurumların yaşamında da gençlikten olgunluğa doğru bir gelişim süreci söz konusudur. Aradan geçen yıllar boyunca bir çok olgunun Jeoloji Mühendisleri Odasını olumlu ve olumsuz yönde etkilemesine karşın, bugün ulaşılan noktada kazanımların kayıplardan çok daha fazla olduğu söylenebilir. Çok az sayıda bir kurucu ile kurulan Odamız bugün beşbin üyeyi aşmış bulunmaktadır. Ünvan kargaşası artık geride kalmış, mesleki yetki ve sorumluluk alanlarının belirlenmesinde gözardı edilmeyecek bir konuma ulaşılmıştır. Bu nicel gelişim, nitel gelişimle desteklenmelidir. İşte, Jeoloji Mühendisleri Odası nitel gelişimin ancak üniversite eğitiminin ve mesleki araştırmaların güçlendirilmesi, başarılı uygulamaların gerçekleştirilmesi ve bunların yayın, bilimsel kurultay, sempozyum gibi etkinliklerde meslektaşlara ve kamuoyuna aktarılmasıyla olanaklı olacağını savunmaktadır.

46. Türkiye Jeoloji Kurultayı'na tüm üniversitelerimizden, araştırmacı ve uygulayıcı kuruluşlarımızdan ve yurt dışından çok sayıda bildiri için başvurulmuştur. Sevindirici bir diğer konu ise tüm yayınlarımızın zamanında yayınlanabilmesi ve belirli bir düzeye ulaşmış olmasıdır.

Tüm yayınlarımıza ilgi büyük ölçüde artmıştır. Meslektaşlarımızın artarak devam eden yayın destekleri bizleri son derece mutlu etmektedir. Jeoloji Mühendisliği'nin bu sayısı 17 makaleyi içermekte ve yukarıdaki tanımlamamızın bir kanıtını oluşturmaktadır.

Mesleki etkinliğimizin gelişmesine bağlı olarak uygulama ve istihdam alanlarımızdaki etkinliğimiz de artmakta, diğer yandan bunlara ek olarak yeni uygulama ve istihdam alanları ortaya çıkmaktadır. Maden Yasasının yeniden düzenlenmesi çalışmalarında Odamız en fazla görüşü sorulan ve en büyük etkinliği gösteren örgüt olmuştur. Toplu Konut İdaresi'nin hazırladığı yönetmelikte hak ettiği yetkinliğe kavuşturulmuş, böylece meslektaşlarımız için yeni uygulama alanları ve istihdam olanakları ortaya çıkmıştır.

Daha saygın bir Jeoloji Mühendisliği, daha güçlü ve etkin bir Jeoloji Mühendisleri Odası için üye ve örgüt ilişkisinde gözlenen bu olumlu sürecin devam etmesi ve üye katılımının artması dileğiyle saygılar sunarız.

YÖNETİM KURULU

GÜNEY AMERİKA'DAKİ AND DAĞLARININ TEKTONİK VE VOLKANİK GELİŞİMİNE BAĞLI BORAT VE DİĞER TUZ YATAKLARININ OLUŞUMU

Cahit HELVACI Dokuz Eylül Üniversitesi, Müh. Mim. Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Bornova - İZMİR

ÖZ: And Dağları, Nazca levhasının Güney Amerika levhası altına dalması sonucu gelişmiştir. 7 km derinliğe erişen Peru-Şili hendeği Nazca levhası ile Güney Amerika levhası arasındaki dokanakta yer alır. Ana volkanik ada yayı, Nazca levhasının bu açı ile dalımı ile magma oluşumu ve volkanik ada yayı gelişmesi için en uygun koşullar sağlanmıştır. Orta Andlar kesiminin 15° güney enleminin kuzeyinde ve 28° güney enleminin güneyinde Nazca levhası çok düşük eğimlidir ve bu kesimlerde volkanik ada yayı bulunmaz. Volkanik ada yayı hendeğe paralel olup, yükseltilerden birisi deniz seviyesinden itibaren 7 km yüksekliğe erişir. Hendeğin ile yayı arasındaki topografik farklılık yaklaşık 14 km ile yerkürenin en önemli özelliklerinden birini oluşturur.

Altiplano-Puna platosu ada yayı ile yakından bağlantılıdır. Plato, doğuda dar, kıvrımlanmış ve faylanmış bir kuşak olan ve Doğu Kordiller olarak isimlendirilen volkanik cevher ile sınırlanmıştır. Plato deniz seviyesinden 4 km yükseklikte olup iç kesimleri büyük düz bir havza ile kaplanmıştır. Bölge çok kurak ve yıllık çok düşük yağışa sahiptir. Bundan dolayı bu havzada çok kalın bir tuz istifi toplanır. Havzaların tabanı, "salares" diye isimlendirilen çok geniş, düz ve beyaz yüzeyler şeklinde beliren tuzlar ile kaplanmıştır. Altiplano-Puna plato 2000 km uzunluk ve 300 km genişlik ile çarpışma türü olmayan dağ kuşağındaki en büyük platodur.

Plato bölgesi kalın evaporit istiflerini içerir. Volkanik ada yayından doğuya doğru gelişen transversal volkanik zincirlerden dolayı bu bölgedeki havzalar çok kapalı bir konumda olduklarından dolayı Puna bölgesinde evaporitler son derece önemlidir. Bu volkanik kuşaklar dalan Nazca levhasında gelişen derin kırıklar sonucunda gelişmişlerdir. Transversal volkanik kuşaklar arasında yer alan bu havzalar yay içi havzaları şeklinde düşünülebilir. Bu havzaların önemi Andların sadece bir bölgesinde Miyosen borat yataklarını içermesindedir.

Miyosen sırasında, bölge günümüzdeki bu bölgede geçerli olan koşullara çok benzer çevre koşullarına sahip olmuştur. Salar veya playa gölü ortamları litoloji, sedimenter yapılar, evaporitlerin tipleri, kuş ayak izleri ve benzeri özelliklerle ayırtılabilir. Küçük göllerde veya göl zincirleri içinde yoğun termal su kaynaklarının aktivitesi ve kurak koşullar sonucunda evaporit depolanması sonuçlanmıştır. Evaporitler başlıca kayatuzu, jips ve borlardır.

Bor yatakları, Güney Amerika'da Orta Andlar Bölgesinde yaklaşık 15° ile 27° güney enlemleri arasında yer alırlar. Andlardaki bütün Tersiyer yaşlı borat yatakları 5 ile 7 milyon yıl arasında depolanmış oluşları boratların oluşumunun Messiniyen yaşlı (Geç Miyosen) olduklarını belirtir. Aralarında yaklaşık 100-150 km uzaklık olan boratlar K-G yönünde üç farklı yerde depolanmışlardır. Bu yataklar kuzeyden güneye doğru şu şekilde sıralanırlar: Loma Blanca, Sijes ve Tincalayu.

Loma Blanca, 1 milyon ton, % 16 B₂O₃ tenörlü, borat içeren 30 m kalınlığında bir istif ve başlıca üleksit, inyoit ve boraks içeren bir yataktır. Radyometrik yaşı 6.9 milyon yıldır. Sijes Andlardaki en büyük kalsiyum ve kalsiyum-magnezyum borat yatağı olup baskın olarak hidroborasit, ikincil olarak kolemanit ve az oranda üleksit ve inyoit içerir Bor düzeyleri içeren Sijes Formasyonunun yaklaşık kalınlığı 1500 metredir. Radyometrik yaşı 6.8 milyon yıldır. Tincalayu 10 milyon ton rezerv ve ortalama % 18 B₂O₃ tenörlü sodyum borat (boraks) yatağıdır. Baskın olan mineral türü boraks, Az oranda kernik ve ender olarak ise, rivadavit, ezkurit, aristarainit, ameghinit gibi bor mineralleridir. Radyometrik yaş 5.8 milyon yıldır.

Birçok evaporit yatağının bulunduğu Neojen diastrofik sahasından sonra ence daralan Andlarda Kuva-
terner havzalar oluşmuştur. Başlıca evaporitler kayatuzu, jips, borlar ve az oranda sodyum sülfat, sodyum
karbonat ve diğerleridir. Boratlar salarların üst kesimlerinde bulunurlar. Üleksit ve boraks olmak üzere iki
mineral türü bulunmuştur. Boraks, çamur içinde büyüyen özbiçimli kristaller şeklinde az oranda bulunur.
Ekonomik oranda boraks sadece Cauchari ve Turi-Lari salarlarında bulunur. Üleksit, nodüller ve masiv kat-
manlar şeklinde olmak üzere başlıca iki şekilde bulunur. Nodüller, "papas" veya patates ve masiv üleksit ise
"barra" diye adlandırılır. Nodüller, 5-10 cm çapında ve güneşte kurutulmuş şekliyle % 30 B₂O₃ tenörlüdür.
Üleksit katmanları salarlarda 1 m kalınlığa kadar erişirler. Üleksit içeren başlıca salarlar Hombre Muerto,
Ratones, Diablillos, Centenario, Pastos Grandes, Pozuelos, Rincon, Cauchari, Olaroz, Salinas Grandes ve
Quayatayoc'dur.

Andlardaki diğer bir özel borat yatağı tipi termal su kaynakları ve gayzerlerle ilişkilidir. Doğrudan
doğruya sıcak suların oluştuğu güncel üleksit yataklarından iki örnek vardır. Bu örneklerden bir tanesi Que-
var Volkanının yamacında bulunan sıcak su kaynağından oluşan Antico, diğeri ise Şili'deki küçük bir hav-
zanın kenarında bulunan sıcak su kaynağından oluşan Salar Suriredir. Sıcak su kaynakları genellikle üleksit,
bazı örneklerde boraks ve bir örnekte ise magnezyum boratları (pinnoit ve inderit) oluşturmuşlardır.

Borat yataklarını içeren salarlar, çözeltilerde mevcut olan lityum yönünden de zengindir. Li ve B
arasında yakın bir ilişki mevcuttur. Gayzerlerde, jeokimyasal analizler B, As ve Sb arasında yakın bir
ilişkinin olduğunu vurgular. Bazı gayzer ve kaynakların çevresinde veya taban kesimlerinde diğer metallerin
epitermal yataklarının bulunuşu önemli niteliktedir. Sıcak su bor yatakları ile yakından ilişkili gümüş yatak-
ları çok yakın tarihte bulunmuştur.

Özetle özgün volkano-tektonik konum, kurak iklim ve aktif sıcak su kaynakları borat ve diğer tuzların
oluşmasına neden olmuştur. Başlıca yataklar, kontinental volkanik ada yayı ve Altiplano-Puna platosu-
nun iç kesimlerindeki havzalarla yakından bağlantılıdır. Andların güncel gelişimi, volkanik ada yayının
oluşumu ve bunlarla bağlantılı gayzer ve sıcak su kaynakları, karasal borat ve diğer tuzların oluşumunu so-
nuçlayan neden ve verilerin çalışılması için en önemli doğal laboratuvar koşullarını sağlarlar.

GİRİŞ

Arjantin Salta Üniversitesi ve araştırma kuru-
luşu olan CONICET'in davetlisi olarak Nisan-
Temmuz 1987 tarihleri arasında yaklaşık ikibuçuk
aylık bir süre içinde, Latin Amerika'da bor yatak-
ları yönünden en büyük potansiyele sahip Arjantin
başta olmak üzere Şili ve Bolivya'da tüm yatakların
jeolojisi, mineralojisi, rezervi ve üretim durumları
hakkında kapsamlı araştırma ve inceleme yapılmış-
tır.

Bu inceleme, özellikle tüm bor yataklarının bu-
lunduğu And dağlarının Altiplano (Puna) bölge-
sinde 45 günlük bir saha çalışması, daha sonra Ar-
jantin, Şili ve Bolivya'daki çeşitli araştırma kuru-
luşları ve bor endüstrilerinin ziyaret ve incelemele-
riyle sürdürülmüştür. Konuyla ilgili olarak dökü-
manlar derlenmiş ve Türkiye'de Üniversite ve Eti-
bank için ileriye dönük bağlantıların ilk adımları
atılmıştır.

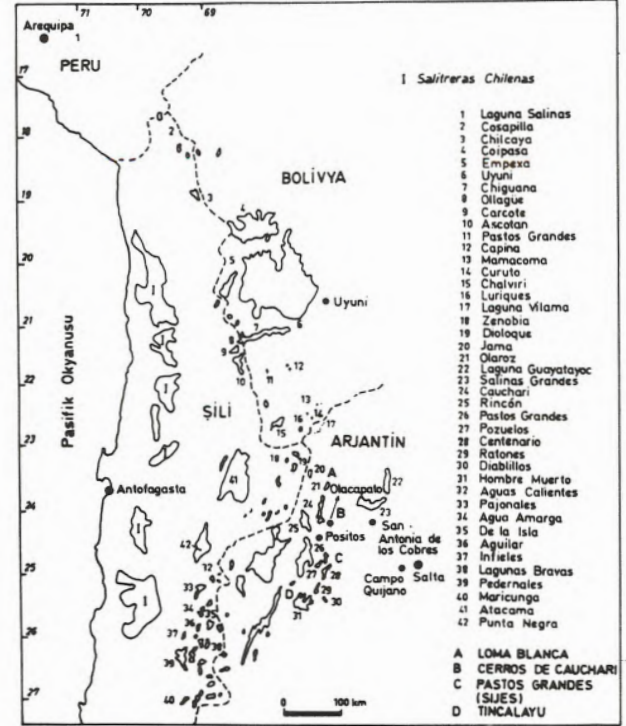
Bu yazıda, Latin Amerika'daki bor yataklarının
bulunduğu bölge jeolojik ve rezerv durumları, mi-
neralojileri ve belli başlı üretilen bor mineralleri ile
bu minerallerden üretilen ürünler ve pazarlama so-
runları irdelenecektir.

LATİN AMERİKA BOR YATAKLARI BÖLGESİNİN (ALTIPLANO=PUNA) GENEL TANITIMI

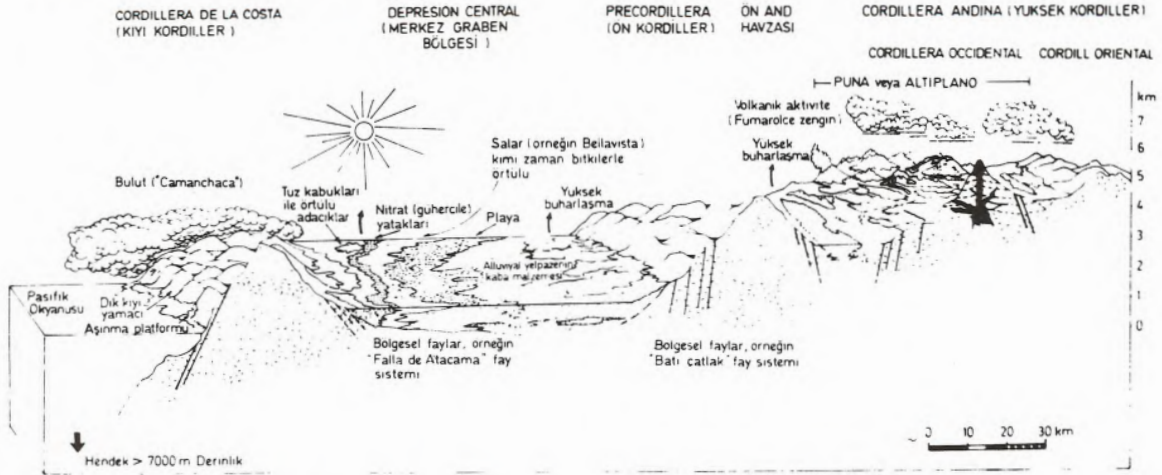
Güney Amerika bor yatakları, And dağlarının
yaklaşık 1000 km²'lik kesiminde Altiplano (Puno)
diye isimlendirilen bölgede Senozoik yaşlı volka-
no-sedimenter kayalar içinde yer alırlar. Altiplano
(Puna) bölgesinde kırktan fazla bor yatağı sap-
tanmış ve bu yataklar Peru, Arjantin, Bolivya ve
Şili'nin birleştikleri genellikle And dağlarının
yüksek kesimlerinde oluşmuştur (Şekil 1 ve 2).
Türkiye, Amerika Birleşik Devletleri, Meksika,
Çin, İran ve Tibet'teki yataklara oranla Güney
Amerika yatakları daha düşük deformasyon ve diy-
agenez geçirmişlerdir. Tüm Güney Amerika bor
yatakları Neojen (Miyosen), Kuvaterner ve güncel
olarak üç farklı zamanda olmak üzere volkano-
sedimenter ortamlarda, playa-göl, sıcak su kaynağı
çevresinde, gayzerlerde ve salarlarda oluşmuş veya
oluşmaları halen sürmektedir. Güncel bor yatakları
ya gayzer ve sıcak su kaynaklarının hemen
çevresinde ya da borca zengin sıcak su kaynak-
larının beslediği salarlarda oluşumlarını
sürdürmektedir (Şekil 3).



Şekil 1 Latin Amerika'daki borat bölgesi. Taralı alan borat bölgesinin yayılımını gösterir.



Şekil 2 Latin Amerika'daki bor yataklarının dağılımı ve önemli salar ve yatakların isimleri şekilde gösterilmiştir (Alonso ve Viramonte 1985'ten alınmıştır).



Şekil 3 And dağlarının Puna (Altiplano) bölgesinde salarların konumunu gösteren kesit (Chong Diaz, 1984'ten alınmıştır).

And dağlarının Altiplano diye isimlendirilen merkezi bölgesi, yalnızca 2 ile 25 cm yıllık yağış miktarı, soğuk rüzgarlar ve yüksek mevsimsel ve günlük sıcaklık değişimlerine sahiptir. Peru ve Şili bölgesinde And tekto-volkanik kuşak, geniş, çizgisel, sıkça kuzey-güney yönünde uzanan dağ silsileleri ile ayrılan salarlardan (playalar) meydana gelen kapalı havzalardan oluşur (Şekil 3). Miyosen

ve Pliyosen devrinde Batı ve Amerika Birleşik Devletlerinin batı kesimlerinde bor yataklarının oluştuğu havzalarda da And dağlarındakine benzer durum geçerli olmuştur.

And dağlarının Altiplano (Puna) bölgesi Şili, Arjantin, Bolivya ve Peru ülkelerinin ortak sınır bölgelerindeki geniş bir alanı kapsar (Şekil 1).

GENEL JEOLJİ

Güney Amerika bor yatakları, Tersiyer'den (Miyosen) Kuvaterner'e kadar değişen zaman sürecinde volkano-sedimenter kayalar içinde, eski playa, sıcak su kaynağı çevresi ve düzensiz katmanlı salar yatakları şeklinde 3000 ile 4400 m arasında değişen yükseklikteki Occidental Cordillera ve Altiplano bölgelerinde gözlenirler (Şekil 3). Salarları kapsayan havzaların temelini genellikle Senozoyik ve yaşlı sedimenter kayalar ve daha yaşlı Prekambriyen ile Mezozoyik zaman aralığındaki yaşlı metaklastik ve plutonik istifler oluşturur (Muessig, 1966; Turner, 1964; Chong Diaz, 1984; Alonso, 1986). Şili'de bazı salarlar hem Mezozoyik hem de Tersiyer'den (Pliyosen) tüm Kuvaterner volkanikleri ile yakından ilişkilidirler. Arjantin de ise, borat ardalanması içeren Tersiyer karasal sedimentlerin yüzlekleri güncel salarların bulunduğu birçok havzanın kenarları boyunca (Muessig, 1966).

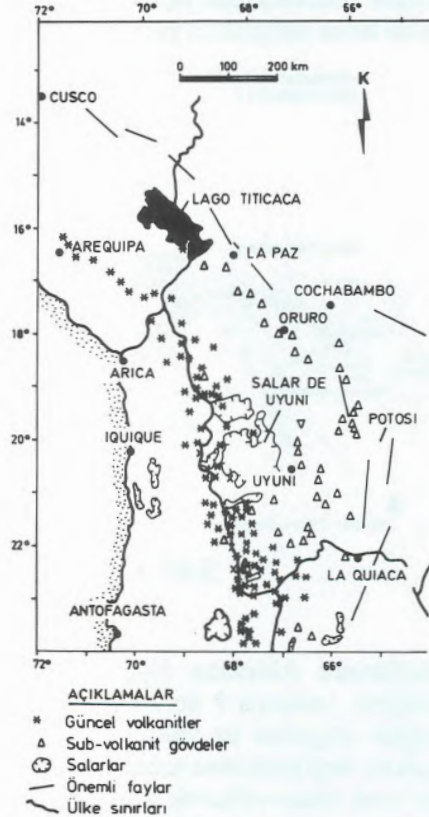
And dağlarının oluşumunda magmatik olayların önemli rol oynamasına karşın, Orta And dağları bölgesindeki bor yataklarının oluşumu ile ilgili önemli volkanik olaylar Miyosenden günümüze dek aktif olanlardır. Bu volkanik aktivite ise Nazca levhasının dalmasına paralel olarak batıdan doğuya, diğer bir deyişle Şili'den Arjantin'e doğru, kayma gösterir. Böylece, Mezozoyik sonu ve Tersiyer başı (Paleosen ve Eosen) volkanizması Şili içinde, Şili-Arjantin sınırında etkili olmasına karşın; Tersiyer sonu (Miyosen ve Pliyosen) ve Kuvaterner volkanizması Şili-Arjantin-Bolivya sınırlarında ve daha çok Arjantin ve Bolivya içlerinde aktif olmaktadır. And dağlarının orta kesimindeki güncel volkanizma Peru, Bolivya, Şili ve Arjantin'in ortak sınırları bölgesinde olup, bu alan bor dağılım bölgesiyle çakışmaktadır (Şekil 4).

Günümüzde Orta Andlar bölgesinde volkanik aktivite çok azdır. Sadece Peru'nun güneyinde, kuzey Şili ve Şili-Arjantin ortak sınırının kuzey kesiminde volkanizma günümüzde de aktivitesini sürdürmektedir. Geriye kalan kesimlerde ise volkanik faaliyet fumarol, solfataras ve gayzerler ile sınırlanır. Yüksek Cordillera (High Cordillera) boyunca 5000 ile 6800 metre arasında değişen yüksekliklerde 600 civarında ve genellikle lav ve piroklastik ardalanması sunan straktovulkanlar gözlenir (Şekil 3). Volkanik kayaların yaşlı olanları alkanin riyolitik, dasitik birimler, genç olanlar ise baskın olarak andezitlerdir. Orta And dağlarında ignimbirit katmanları, 20 milyon yıldan daha uzun bir süre boyunca Oligosen ve Miyosen

aralığı ile Pleistosen'in başlarında oluşmuştur (Zeil, 1979). Orta Andlarda volkanik aktivite bölgelere göre değişim göstermekte, kuzey ve güney kesimlerinde yaşlı ignimbirit katmanları ile daha genç stratavolkanlar yer alırken, orta kesimde baskın olarak çok büyük oranda riyolitik ignimbirit katmanları ve yüksek silis içerikli andezitlerden oluşan kalk-alkalin kayalar yer alır.

Andların orta kesimindeki tektonik kıvrımda karasal kabuğun kalınlığı, kuzey ve güney kesimlerdeki kabuktan 20 km daha kalın olup 70 km kalınlığa erişir (Zeil, 1979).

Orta Andların Batı Cordillera (Western Cordillera) kesimindeki baskın kalk-alkalin karakterli kayalar, Batı Anadolu ve Amerika Birleşik Devletleri'nin batı kesimindeki bir model kalk-alkalin volkaniklerine çarpıcı şekilde benzerlik gösterirler. Yaşlı riyolit serisi kayaları genellikle riyolit ve riyodasitik ignimbritlerle temsil edilirler. Genç andezitik volkanikler ise başlıca latit ve andezitlerle karakterize edilirler. Riyolitler ve andezitler yer yer, zaman zaman ve jeokimyasal olarak bağlantılıdır (Zeil, 1979). Her iki grupta kalk-alkalin volkanik serilerine ait olup, iki grup arasında açık



Şekil 4 Andların orta kesimindeki Senozoyik yaşlı güncel volkanitler ve sub-volkanit gövdeler.

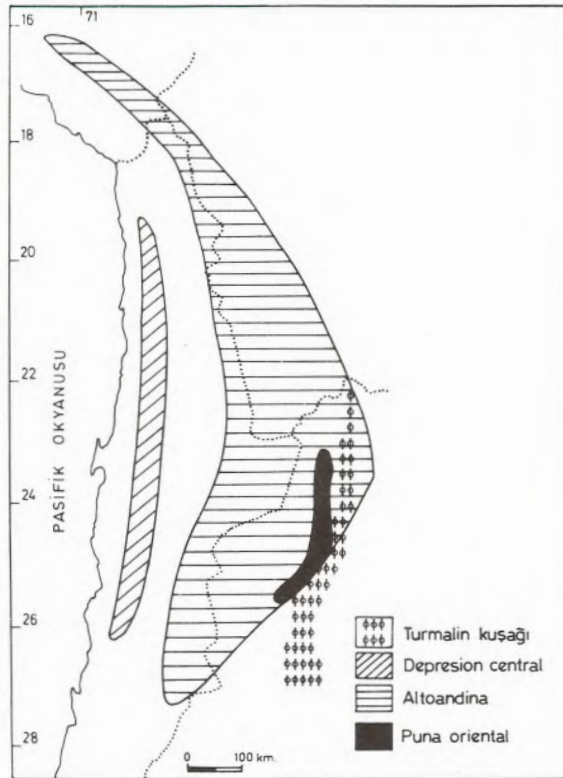
bir petrografik geçiş mevcuttur. Bu volkanik kayalar, bölgedeki kabuksal malzemenin kalın bir kesitinin dalma zonunda ergimesi sonucu oluşmuşlardır (Zeil, 1979).

PUNA BÖLGESİNİN BOR KAYNAKLARI

Orta Andlardaki uzun süren jeoloji ve madencilik çalışmaları sonucu, özellikle Altiplano-Puna bölgesi, "Boratlı Orta Andlar Bölgesi = Provincia Boratifera Centroandina" metalojenik bölgesi olarak isimlendirilmiştir (Alonso ve Viramonte, 1985). Bu metalojenik bölge, Orta Andlardaki Senozoyik volkanik yayın tarihi ve gelişimi ile yakından ilgilidir.

Bölgedeki yatakların yaş, mineraloji, orijin ve jeolojik-tektonik ortamlarına göre bu metalojenik bölge alt bölgelere de ayrılmıştır: Subprovincia Boratifera Altoandina, Subprovincia Boratifera de la Puna Oriental ve Faja Turmalinica (Alonso ve Viramonte, 1985) (Şekil 5).

Bu borat metalojenik bölgesi, 1500 km uzunluğunda, 450 km genişliğinde ve 400 000 km²lik elips şeklinde bir alanı kapsar, Bu bölgede başlıca üleksit, boraks, hidroborasit, kolemanit ve inyoit mineralleri olmak üzere yaklaşık % 20 B₂O₃ tenörlü 100 000 000 ton borat içerir (Alonso, Viramonte, 1985).



Şekil 5 Orta Andlarda (Centroandinas) borat alt bölgelerini gösteren harita (Alonso ve Viramonte, 1985'ten alınmıştır).

monte, 1985).

Latin Amerika'daki borat metalojenik bölgedeki en önemli yataklar Arjantin'in Salta ve Jujuy eyaletlerindeki Miyosen yaşlı Tincalayu boraks, Sijes hidroborasit ve kolemanit, Loma Blanca inyoit ve boraks yataklarıdır. Sijes yatakları çevresinde daha az ekonomik ve teras şeklinde Kuvaterner yatakları mevcuttur. Latin Amerika'daki Salar türündeki güncel yataklarda ise kaya tuzu, sülfat tuzları ve lityum tuzlarının yanısıra başlıca üleksit ve boraks yataklarının önemli ekonomik mineral bileşenlerdir. Sıcak su kaynakları ve gayserlerde ise üleksit baskın mineraldir.

Güney Amerika'nın bor kaynaklarının çok fazla olduğu düşünülmesine karşın kesin rezervleri veren bilgiler son derece eksiktir. U.S. Bureau of Mines, Latin Amerika'daki borat yataklarının rezervini ortalama % 20 B₂O₃ tenörlü olmak üzere 90 milyon ton olduğunu belirtir.

Borax Consolidated Ltd. Şirketi 1852 yılında Güney Amerika'daki çeşitli salar yataklarından üleksit üretmeye başlamıştır. Güney Amerika'daki en eski işletme Şili'deki Salar de Ascotan'da başlamıştır (Şekil 1). Şili dünya üretiminin yaklaşık üçte birini karşıladığı zaman, 1914 yılında 36 000 ton üretime erişmiştir. ABD'de borların fiyatlarının düşmesine paralel olarak Şili'deki üretim azalmıştır ve 1929 yılında durma noktasına gelmiştir (Bain and Read, 1934). 1979 yılında yaklaşık 27 000 ton cevher Atacama ve Ascotan salarlarından üretilmiştir. Yaklaşık yılda 27 000 ton bor cevheri yan ürün olarak Atacama salarlarındaki lityum ve potasyum tuzları işletmesinden üretilmektedir (Dickson and Harben, 1983; Lyday, 1984).

Güney Amerika'daki en önemli bor cevheri üretimi Arjantin'in Salta eyaletinde yapılmaktadır. Hombre Muerto salarının kuzey kesimini oluşturan Tincalayu yatağından yılda yaklaşık 136 000 ton boraks cevheri üretimi yapılabilmektedir. Bu yataktan 1983 yılındaki üretim 140 000 tondur (Lyday, 1983). Peru'daki Laguna Salinas'dan 1894'ten 1920'lere kadar üleksit üretimi ve ihracı yapılmıştır ve Peru'dan toplam üleksit ihracatı, 1930 öncesine kadar yaklaşık 91 000 tona erişmiştir. Peru'nun üretimi halen daha Laguna Salinas'a bağlıdır ve bu salarlardan yıllık üleksit cevheri üretim kapasitesi 27 000 tondur. Şu an için Bolivya'da yapılan bor üretimi son derece limitlidir.

Salar Yatakları

Güney Amerika'daki salar yatakları genel olarak üleksit (NaCaB₅O₉.8H₂O) içerir, fakat inyoit

(Ca₂OB₆O₁₁.13 H₂O) ve boraks (Na₂B₄O₇.10H₂O) bazı salarlarda ekonomik oranda tesbit edilmiştir. Kolemanit (Ca₂B₆O₁₁.5H₂O) çok ender olarak bir iki salarda tesbit edilmiştir (Buttgenbach, 1901; Ericksen, 1963).

Salar yataklarındaki boratlar genellikle Latin Amerika'da "papas" diye tanımlanan salar yüzeyine bir metrelik derinlikte nodüller, merccekler veya ince bant ve düzeyler şeklinde bulunurlar. Bu salar yataklarının bir çoğu salar çevresinde veya içinde tüflerle yakından bağlantılıdır ve bu salarların havzaları sıcak ve soğuk su kaynakları ile beslenmektedir.

Salar borat yataklarının şekilleri ve yayılımları çoğunlukla düzensizdir. Boratlar, genellikle çamur, kil, kum ve silt matriksi içinde bulunur. Jips, halit ve diğer tuzların borat düzeyleri ile yakından ilişkili olduğu çoğunlukla gözlenir. Salarların kuru yüzeyinin (yüzey kabuğunun) altındaki sedimentler genellikle ıslaktır. Salar havzalarının birçoğu sınırlı veya iç drenaja sahip olup, bir kısmı ise eski kıyı çizgilerine veya yaygın ve devamlı borat dağılımı gösterir. Salar içindeki boratların çevredeki eski kayaların aşınma ürünü olduğunu veya salar içindeki durgun derin su gövdesinden çökeldiğini gösteren hiçbir veri yoktur. Borlar, salarları besleyen volkanizma ürünleri ile bağlantılı sıcak suların salar havzası için B ile Ca ve Na elementlerinin konsantrasyonları sonucu çökelmişlerdir. Borat zonları 3 m kalınlığa kadar değişebilir ve yaklaşık olarak % 20 B₂O₃ içerirler. Salar içinde karbonatlar genellikle ya azdır veya hiç bulunmazlar.

Borat içeren salarların coğrafik dağılımı, Andların orta kesimindeki Batı Cordillera'daki (Western Cordillera) Senozoik volkanizmasının çevresinde bulduklarını gösterir (Şekil 2 ve 4). Volkanlardan uzağa gidildikçe, örneğin doğuya doğru Altiplano veya batıya doğru kıyıya giden çöl bayırlarında, salar borat yatakları hızlı şekilde kaybolur (Chamberlain, 1912). Volkanik olmayan Doğu Cordillera (Eastern Cordillera) ile ilişkili hiçbir borat yatağının bulunmayışı da boratların volkanitlerle yakından bağlantılı olduğunu gösterir.

Arjantin, Peru, Bolivya ve Şili'de borat içeren 35 tane salar bilinmektedir (Muessig, 1966; Alonso, 1986). Bu salarların herbiri birkaç binden birkaç milyon tona kadar borat içerir. Salarlar çok geniş (birkaç yüz km²) alanları kapsarlar. Salarların bir çoğunda madencilik koşulları, iklim şartlarındaki çok büyük farklılıklar, yükseklik ve salar

yüzeyine çok yakın yeraltı su tablasının mevsimsel oynamasından dolayı çok zordur. Bunlara ek olarak, liman noktalarına veya rafinerilere uzaklıkları çok fazla olup, dünyanın başka yerlerindeki borat yataklarına oranla ulaşım ve nakliye son derece güçtür. Birçok Güney Amerika borat yatağı mekanik olmayan ilkel yöntemlerle işletilir ve bor cevherleri rafineriler veya limanlara küçük kamyon veya tırlarla taşınır. Tren ile taşımacılık sadece belli yörelerden yapılabilmektedir.

Sıcak Su Kaynağı Yatakları (Spring apron deposits=geyser deposits)

Borat sıcak su kaynağı yatakları, bir çatlak, bir zayıflık zonu veya koniden çıkan borca zengin su ve gazların hemen kaynak yerinde veya çok yakın çevresinde kristalleşmesi ve çökmesi sonucu oluşurlar. Bu tür yataklar genellikle küçük boyutlu, borat minerallerinin kesikli düzeyler şeklinde veya termal kaynaklar tarafından getirilen diğer minerallerle karışık şekilde gözlenirler. Arjantin ve Peru'da onbeş adet sıcak su kaynağı yatağı bilinmektedir. Bu yataklar koni ve örtü şeklinde üleksit ve sadece bir yatakta ise boraks içerir. Diğer Senozoik yaşlı borat oluşumlarında olduğu gibi, bu yatakların çevresinde de benzer volkanik kayalardan riolit ve andezit bileşimli seriler gözlenir.

Güney Amerika'da borat sıcak su yatakları çok güzel şekilde gelişmiş ve korunmuşlardır. Örtü şeklindeki yataklar günümüzde bazı örneklerde görüldüğü gibi halen daha gaz ve çeşitli sıcaklıklarda veya soğuk su üreten baca ve konilerin çevresinde örtü şeklinde gelişmişlerdir. Birçok yatakta, eski borat düzeylerini örten geç evre tüfler bulunur (Kistler ve Smith, 1983). Sıcak su kaynağı örtü yatakları genellikle küçük boyutlu olup, ortalama tenörü % 20 B₂O₃ olan sadece birkaç yüz tondan birkaç bin tona kadar borat kapsarlar. Her ne kadar ayrıntılı kimyasal çalışmalar yeterli olmasa da diğer tipteki borat yataklarında olduğu gibi borun kaynağı bu tür yataklarda da volkanik kökenlidir.

Playa (Salar=Tuzla) ve Sıcak Su Kaynağı Yataklarının Kökeni (Origin of Playa and Spring Apron Deposit)

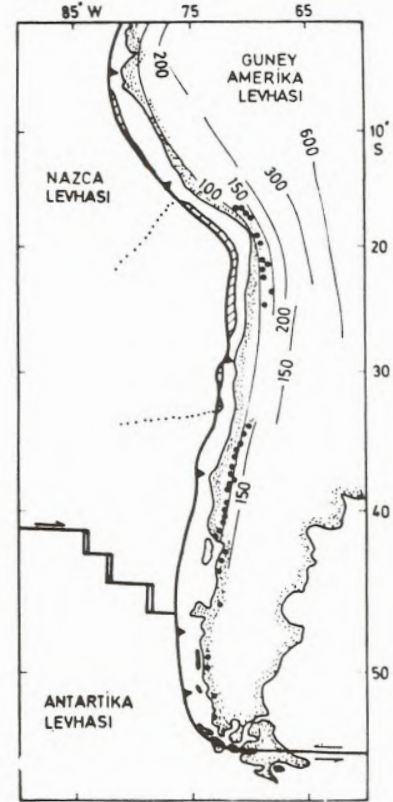
Volcano-sedimanter formasyonlarda bor içeriğinin artışının alta bindiren litosferik levhalarla ilişkili olduğu saptanmıştır (Ozol, 1976), Ayrıca, Tersiyer kayalarındaki bor birikimine karasal, asidik-ortaç karakterli volkanizmanın eşlik ettiği bilinmektedir. Güney Amerika'daki bor yatakları da Orta Andlarda lokalize olmuş Senozoyik volkanik aktivite ve bağlantılı sıcak su kaynakları ile yersel

ve zamansal olarak ilişkilidirler. Salar yatakları, havza içine akan sıcak su kaynağı kökenli bor çözeltilerinin sonuçlarıdır. Bor ve birlikte bulunan klor, volkanik kökenlidirler (Muessig, 1966; Helvacı ve Alonso, 1989).

Güney Amerikan bor yatakları için volkanik olmayan orijin ayrıntılı saha jeolojisi ilişkileri ışığında geçerli değildir. Bilinen bor yatakları çevresinde veya daha alt düzeylerde benzer stratigrafide borca zengin kayalar olmadığı ve çok sınırlı drenaj alanı olduğu için çevre kayaların ayrışması sonucu mevcut bor yataklarının oluşması da söz konusu olamaz. Diğer taraftan çevredeki daha yaşlı bor yataklarının yıkanması sonucu olarak bugünkü yatakların oluşması mümkün değildir. Dünya genelinde, yüzey (effusive) ve piroklastik kayalardaki en yüksek bor içeriği (50-1000 gr/ton), Pasifik Okyanusu ve Alp-Himalaya tektovolkanik kuşaklarda aktif levha sınırlarında ada yayı sistemlerindeki volkanik kayalarda bulunur (Özol, 1976). Bu kayalardaki asıl bor getirici malzeme volkanik camlardır (Berzina ve diğer., 1975). Yüzeyde magma kristalizasyonu sırasında, borun büyük bir kesimi artık ergiyikte, kısmen de uçucularda toplanır. Volkanik patlamalar arasında şayet bor diğer uçucu bileşenler ile toplanırsa, gaz kaçağı ve göçme ile magma çemberinden ayrılır ve kırıklı zonlardan yüzeye doğru gaz buharı kaynağı şeklinde erişir. Bu olasılık, Pasifik ve Alp-Himalaya volkanik kuşağındaki gazlar ve hidrotermal çözeltilerdeki yüksek bor içeriği ile desteklenir. Senozoyik havzalardaki bor içeriği, genellikle alta bindirme zonları ile ilişkili olan volkanik kayalarda en yüksektir. Bor içeriği, rift zonlardaki havzalarda az, volkanik etkinliğin az veya olmadığı sahalarda ise en düşüktür. Ayrıca, yitim tektoniği sahalarındaki termal sulardaki bor kapsamı (600-800 mg/l), Okyanus ortası sırtlarında veya rift zonlarındaki (yanlızca yaklaşık 10 mg/l) bor içeriğine oranla son derece yüksektir (Özol, 1976).

Güney Peru ve Kuzey Şili'de bazı kesimlerde fümerol ve solfatara etkinlikleri olmasına karşın, Güney Amerika'nın orta kesimlerindeki volkanik etkinliğin bugünkü düzeyi düşüktür. And Dağları, morfolojik olarak yüksek dağları oluşturan volkanik ve magmatik yapılarla karakterize edilir. Bu malzemenin büyük bir kesimi Miyosen'den günümüze dek süren volkanik olaylarla üretilmiştir. Bu volkanizma, And dağ silsilesinin fay tektoniği ve yükselmesi ile doğrudan doğruya, ilişkilidir. Orta Andlarda, Senozoik volkanizmasının merkezi Peru, Bolivya, Şili ve Arjantin

sınırlarındaki bölgede bulunmaktadır (Zeil, 1979). Bu bölge veya zon 2000 km uzunluk ve 100 veya 200 km genişlikte olup (Şekil 4) dünyanın en yüksek ve en büyük sayıdaki volkanlarını kapsar (Zeil, 1979). Francis ve Rundle (1976), sadece son 10 milyon yılda, 21 ve 22 güney enlemleri arasındaki Kuzey Şili'nin Yüksek Kordillera (High Cordillera) kesiminde yaklaşık 2000 km³ volkanik malzemenin oluştuğunu öngörmüşlerdir. Volkanik kayaların kalın kesiti kaynak köklerini tayin etmeyi zorlaştırır, fakat volkanik malzemenin bu tür büyük miktarının kırık sistemi ile bağlantılı olduğu sanılmaktadır. Güney Amerika bor yatakları, zaman ve yer yönünden orojenik kuşağın doğrultusunu izleyen riyolit ve andezitlerle yakından bağlantılıdır. Andezitler, ilksel olarak yakınısyan levha sınırlarıyla bağlantılı olacak şekilde belirgin tektonik yerleşime sahip olup, başka yerlerde sınırlı miktarlarda bulunurlar. Andezitlerin bir dizisi Pasifik levhasının batı ve kuzey sınırları ile Juan de Fuca, Cocos ve Nazca levhalarının doğu sınırları boyunca oluşmuştur. Peru-Şili hendeği,



Şekil 6 Güney Amerika'nın tektonik konumu. Gölge alanların derinliği 3000 kulaçtan (fathoms) büyük kesimleri kapsar. Levha sınırları Forsyth (1975) ten sismik konturlar Barazangi ve Isachs (1976) dan alınmıştır. (Gill, 1981'den alınmıştır).

Güney Amerikan ve Nazca levhalarının sınırında bulunmaktadır (Şekil 6 ve 7).

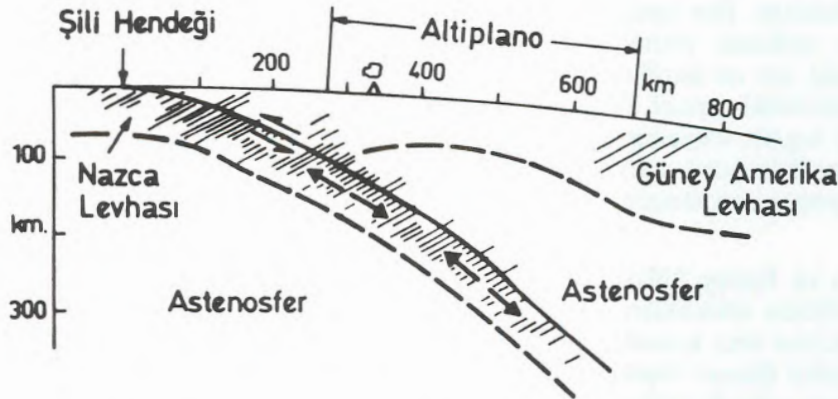
Peru-Şili hendeği, andezitik volkanik cepheden yaklaşık 250 km mesafededir (Şekil 7 ve 8) ve bu bölgede volkanik yay yaklaşık 50 km genişliktedir. Dalan sismik zonun üzerinde volkanların yüksekliği 80 ile 250 km arasında değişir ve sismik zonun eğimi yaklaşık 35 derecedir (Barazangi ve Isacks, 1976). Nazca ve Güney Amerikan levhaları yılda 10.3 ile 10.8 cm arasında değişen bir miktar kadar birbirlerine yaklaşırlar. Orta Andlar bölgesinde kabuk kalınlığı 70 km'ye yaklaşır (James, 1971). Bu bölgede dalma 175 ile 200 milyon yıl arasında değişen bir zamandan beri olagelmektedir (Gill, 1981).

Nazca levhası, Peru ve Şili'nin altında en azından dört parçaya ayrılır ve 25° den daha büyük bir açıyla dalan bu parçalardan sadece ikisinin üst kesiminde aktif volkanik sahalar bulunmaktadır (Barazangi ve Isacks, 1976). Bu volkanik aktif sahalar, Orta Andlardaki bor yataklarının bulunduğu kesimlere karşıt gelir. Peru-Şili hendeğinin bulunduğu sahada, astenosfer karasal ve okyanusal levhalar arasında 90 km derinliğe erişen sandeviç şeklinde sıkıştırılmıştır. Güney Amerika'daki baskın orojenik andezitler ile volkanların 90 veya 200 km derinliklerinde dalan litosferin varlığı arasındaki yersel ve zamansal ilişki, dalan litosferin andezitlere bileşimsel olarak katkıda bulunduğunu vurgular veya yakınsama (yitim) olayının kendisi bu mekanizma içinde ayrılaşmayla andezitleri sonuçlar.

Güney Amerika ve dünyanın diğer kesimlerinde bor yatakları yukarıda sözü edilen tektonik model ile yakından ilişkili olarak görüldüğünden, andezit ergiyiğinin kökenini ve göç etme mekanizmasını anlamak önemlidir. Ergiyiğin kökeni yitim olaylarına bağlı görünmesine karşın, orojenik kalk-alkalin volkaniklerin kökeni ve buna bağlı yüksek bor konsantrasyonu için değişik çeşitli teoriler ve görüşler mevcuttur. Gill'in (1981) bu konudaki görüşleri aşağıdaki gibi özetlenebilir:

1. Oksitlenme koşulları altında bazaltik bileşimli yarı kabuksal ilksel magmanın kristalleşerek ayrılaşması.
2. Derinlerde bulunan kabuksal malzemenin kısmen veya tamamen anateksiye uğraması.
3. Simatik bazaltik magmanın sialik malzemenin anateksisinden ikincil asit ergiyiklerle karışması.
4. Sialik malzemenin simatik bazaltik magma tarafından özümlemesine (assimilation) ek olarak kristalleşerek ayrılaşması.
5. İlksel andezitik magmanın oluşumu ile üst manto malzemesinin karışımı.

Elde olan güncel veriler, bir andezit ve borun ortak ergiyiğinin mantodan mı yoksa kabuktan mı türediği; volkaniklerin ayrılaşma ürünü mü yoksa bir kesim karasal kabuğun kısmen veya tamamen ergimesinden mi oluştuğu; ya da kökenin bir kıtadan kenarında dalan okyanusal litosferik levhanın kesikli olarak eklenmesi mi olduğu konusun-

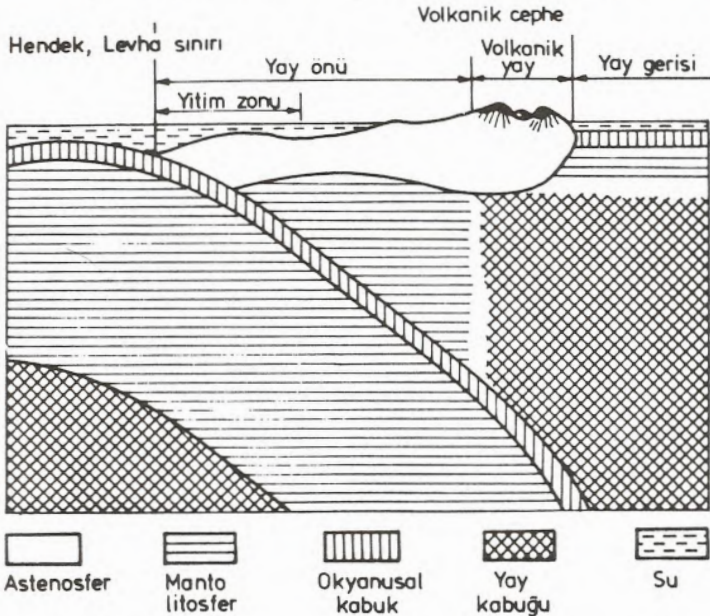


Şekil 7 Orta Andlardaki levhaların tektonik durumu. Profil, Kuzey Şili'de Nazca levhasının dalma geometrisini gösterecek şekilde kuzeye bakılarak çizilmiştir. İnce çizgiler hiposentirleri, oklar ise dalan Nazca levhasındaki gerilme kuvvetlerini gösterir (Zeil, 1979'den alınmıştır).

da tüm veriler son derece kesin ve açık değildir.

Bu ergiyiklerdeki bor içeriğinin konumunu açıklamak çok daha zordur. Şayet bor, bir magma çemberinin ilksel ergiyiğinde uçucu olarak bulunursa magma çıkışı sırasında veya öncesinde ek-solüsyon olarak kaybedilmesi büyük bir olasılıktır. Magma çıkışı sonrasında camlaşma (devitrifikasyon), ayrışma veya alterasyon ile de bor kazanılır veya kaybedilir. Böylece Güney Amerika ve dünyanın diğer kesimlerindeki büyük Senozoyik bor yatakları ile yakından ilişkili olan orojenik andezitlerdeki magma çıkışı öncesi bor konsantrasyonlarını tayin etmek veya saptamak oldukça güçtür.

Orta Andlarda salarlar (tuzlalar) ve sıcak sular-daki çok büyük bor konsantrasyonları ile Senozoyik volkanizmasının merkezleri arasında çok belirgin bir korelasyonun varlığı mevcuttur. Buna ek olarak, volkanik bölgeler ile olasılıkla kabuğun derinlerine kadar inen kırık zonlarıyla bağlantılı olan Orta Andlardaki grabenler arasında çok yakın bir ilişki vardır. Volkanikler ile levha tektoniği arasındaki bağlantı daha çok yorumsaldır. Senozoyik volkanik malzemenin yaklaşık 200 km'lik bir derinlikten kaynaklandığı (Benioff zonunun üst kesimine kadar olan bir derinlikten), yitim olayının Miyosen'den önce başladığı ve birçok milyon yıl aralıksız kesilmeden devam ettiği şeklinde yorumlanması bazı çalışanlar tarafından olanaksız olarak değerlendirilmektedir (Zeil, 1979). Ozol'unda



Şekil 8 Yakınsayan levha sınırları (Okyanusal levhalar) için terminoloji (Gill, 1981'den alınmıştır).

(1977) dahil olduğu diğer çalışanlar, Güney Amerikan kalk-alkalin magmasının okyanusal kabuğun 150-200 km derinliklere kadar yitimi ve yeniden ergimesi sonucu oluşan andezitlerle yakından bağlantılı olduğu fikrini benimserler. Borca zengin her iki serpantin ve denizel killeri de içerebilen okyanusal kabuk malzemesi, Güney Amerika'da olduğu kadar Kuzey Amerika ve Alp-Himalaya bölgelerinde de Benioff zonlarının üstünde belirgin bor yatakları oluşumu için gerekli olan bor miktarını üretebilir.

Orta Andlardaki bor yatakları ile ilişkili kalk-alkalin volkaniklerin kökenine bakılmaksızın, Güney Amerika'daki tüm veriler dalan levha tektoniğiyle ilişkili derin kırıklardan gelen hidrotermal çözeltiler termal kaynakları ve kalk-alkalin volkanikler ise kaynak örtü (spring apron) ve salar (tuzla) tipi bor yatakları için bor kaynağı oluşturduğunu gösterirler.

MİNERALOJİ

Latin Amerika'daki Neojen yaşlı yataklar, Kuvaterner ve güncel yaşlı salarlar ve gayzerlerin tümünde gözlenen en önemli ve ekonomik değeri olan mineraller boraks, üleksit, hidroborasit, kolemanit, kemit ve inyoittir. Neojen yaşlı yataklarda işletilen en önemli ekonomik mineraller sırasıyla boraks, üleksit, hidroborasit, kolemanit, kemit ve inyoittir. Bu önemli ekonomik bor minerallerinin yanısıra az ve eser miktarda çok değişik bor mineralleri var olup bunlar Çizelge 1, 2 ve 3'te her yatak için ayrı ayrı verilmiştir.

Salarlarda (=tuzlalarda) ekonomik olarak en önemli bor mineralleri üleksit ve boraktır. Bunların yanısıra az oranda inyoit, ve eser miktarda kolemanit ve hidroborasit tespit edilmiştir*. Gayzerlerde ise baskın mineraller üleksit, boraks ve pinnoittir. Çizelge 4'te Arjantin'deki gayzer tipi bor oluşuklarındaki minerallerin listesi verilmiştir.

* Kuzey Arjantin'deki bir güncel playada saptanan inyoit Helvacı ve Alonso (1989) tarafından tanımlanmıştır.

ÜRETİM

Şili

1950 öncesine kadar Şili'nin en önemli borat üretimi Salar de Ascotan'dan gelmekteydi. Ascotan'daki bor madenciliği 1883'te başladı, 1913'te yılda 36.000 ton ile en yüksek notaya erişti ve 1967'de durdu. Salar de Ascotan'daki üleksitin büyük bir kesimi, sıcak su kaynağı ortamlarında

Çizelge 1. Tincalayu yatağındaki bor mineralleri

Mineral İsmi	Kimyasal Formül
Boraks veya Tinkal	$\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Tincalkonit	$\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Kernit	$\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Üleksit	$\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Ezkurit	$\text{Na}_2[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_5] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Ameghinit	$\text{Na}_2[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_4]$
Rivadavit	$\text{Na}_6\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_2] \cdot 8.14\text{H}_2\text{O}$
Aristarainit	$\text{Na}_2\text{Mg}[\text{B}_{12}\text{O}_{20}] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Makallisterit	$\text{Mg}[\text{B}_6\text{O}_9(\text{OH})_2] \cdot 6^{1/2}\text{H}_2\text{O}$
Inderit	$\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Kurnakovit	$\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Inyoit	$\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Ginorit	$\text{Ca}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4][\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Estronsioginorit	$(\text{Sr},\text{Ca})_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4] \cdot [\text{B}_6\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Probertit	$\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_7(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Searlesit	$\text{NaB}[\text{Si}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$

sıkça gözlenen ve çiçeksi formları içeren diatome toprağı içinde bulunur (Muessig, 1966). Kistler ve Smith (1983), üleksit'in Ascoton'da salar (tuzla) yüzeyinin hemen altında başlıca düzensiz kütleler ve 1 metre kalınlığa kadar değişen katmanlar şeklinde bulunduğunu belirtir. Diğer borat üretilen Şili salarları Chilcaya ve Pedernales salarlarını kapsar (Şekil 2).

Birçok Şili salarları çok yüksek jips kapsarlar. Sülfatların büyük bir kesiminin volkanik kükürtün oksitlenmesiyle oluştuğunu birçok araştırmacı belirtir. Bazı Şili havzaları ise aktif kaynaklara sahiptir. Salar ve Zenobia, Salar de Aguilar gibi kenarları boyunca sıcak su kaynakları ve gayzerler kapsar. Salar de Maricunga'nın yüzeyini traverten ve tüf konileri sınırlar.

Ascotan ve Carcote salarlarından, bugünkü salar yüzeyinden birkaç metre yukarıda da bulunan eski kıyı çizgileri bir zamanlar sığ-göl ortamının varlığını belirtir. Bu salar, Güney Amerikan salarları içinde farklı bir konuma sahip olup, salarlarda bulunan boratların laküstrin suyun belli bir doygunluğa eriştikten sonra çökeldiğini gösteren veriler bulunmamaktadır (Muessig, 1966).

Antofagasta ve Tarapaca eyaletlerindeki diğer önemli üleksit içeren salarlar Atacama, Quiro, Puntra Negra ve Pedernales salarlarını kapsar (Şekil 2). Güncel araştırmalar daha çok bu salarlar üzerinde yoğunlaşmış olup, borlar genelde yan

Çizelge 2. Sijes yataklarında bulunan bor mineralleri

Mineral İsmi	Kimyasal Formül
Hidroborasit	$\text{MgCa}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Kolemanit	$\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Üleksit	$\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Inyoit	$\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Meyerhofferit	$\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5] \cdot \text{H}_2\text{O}$
Toblerit	$\text{Ca}[\text{B}_6\text{O}_9(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Soverit	$\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_2]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Probertit	$\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_7(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

ürün olarak alınmaktadır. 3000 km²'lik bir yayılıma sahip Salar de Atacama lityum ve potasyum tuzlarının yanısıra 11 milyon ton borik aside eşdeğer üleksit içermektedir. Corporacion de Fomento de la Produccion, Saline Processes Inc. ve Foote Mineral Co. Şirketleri karışık tuz komitesi kurarak bu yatağı ortak işletmek için yatırım yapmışlardır. Sociedad Chilena de Litic (S.C.L.) ortak adıyla dünya lityum ihtiyacının % 25'ini (yılıda 1000 ton lityum); ve yan ürün olarak ta yılıda 28.000 ton borik asid ve ayrıca bir miktar potasyum üretimi yapılmaktadır. 1981 yılında Salar de Pedernales'te yapılan çalışmalar da lityum ve potasyumun yanısıra çok az boraksın varlığı ortaya koyulmuş, fakat bu salar üzerindeki çalışmalar her nedense devam ettirilmemiştir. Daha birçok salarlarda bor minerali bulunmasına karşın ekonomik önemi bulunmamaktadır. Yeni bir İngiliz Şirketi yörede araştırmalarına devam etmektedir.

Arjantin

Güney Amerika'da en fazla bor üreten ülke Arjantin olup, dünya sıralamasında da üçüncü sıraya erişmektedir (Helvacı, 1989). Yıllık bor üretimi yaklaşık 150.000 tona erişmiştir. Arjantin'in 40 dan fazla büyüklü küçüklü bor yatakları var olup, hepsi Andların yüksek kesiminde ve Şili, Peru ve Bolivya sınırlarına yakın kesimlerinde yer alırlar. Bu bölge eski Neojen yatakları, Kuvaterner ve güncel playa veya salarları (tuzlalar) yatakları ve sıcak su kaynakları çevrelerinde oluşan güncel bor yatakları kapsar (Şekil 2). Bor mineralleri ile birlikte genel olarak en çok halit (kaya tuzu) ve jips bulunmaktadır. Bu yörede Salta, Jujuy ve Catamarca eyaletlerinde, eski bor yataklarının oluşum şekline benzer şekilde güncel sıcak su kaynakları bor mineralleri oluşturmaya devam etmekte olup, henüz hiç birinin bor konsantrasyonu ekonomik önemde değildir.

Çizelge 3. Loma Blanca yatağında bulunan bor ve diğer mineraller

Mineral İsmi	Oksit Formülü
Boraks	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$
Tinkalkonit	$Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$
Üleksit	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$
Inyoit	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$
Kolemanit	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$
Terujit	$Ca_4MgAs_2B_{12}O_{22}(OH)_{12} \cdot 14H_2O$
Realgar	AsS
Orpiment	As ₂ S ₃
Jips	CaSO ₄ · 2H ₂ O
Sülfür	S
Kalsit	CaCO ₃
Aragonit	CaCO ₃
Montmorillonit	$(Mg,Al)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
İllit	$(K, H_3O)Al_2(Si_3O_{10})(OH)_2$
Klorit	$(SiAl)_8(Mg,Fe)_6O_{20}(OH)_4$

Neojen Yaşlı Bor Yatakları

Tincalayu Yatağı

Tincalayu madeni, salt Arjantin değil aynı zamanda Güney Amerika'nın da en büyük borat yatağı olup 4118 metre yükseklikte bulunur. Bu yatak Salta eyaleti sınırları içinde olup Salar de Hombre Muerto'nun hemen kuzeyinde yer alır. Tincalayu madeni, RTZ Borax Şirketinin bir branşı olan Boroquimica SAMICAF tarafından açık ocak yöntemiyle ve oldukça modern ekipman ile işletilmektedir. Bu yataktaki borat gövdesi Pliyosen yaşlı kumtaşı, kilitaşı, tüf, kireçtaşı ve çakıltası gibi tortulların altında, boyutları 500 m uzunluğunda (D-B yönünde), 350 m genişliğinde (K-G yönünde) ve 50 m kalınlığındaki bir mercek şeklinde gözlenir. Boraks yatağı, 100 m kalınlığındaki NaCl tuz (halit) zonuun üstünde yer alır. Boraks zonuun üstünde ise çok az oranda kemit, kurnakovit, üleksit ve inyoit içeren 50 metre kalınlığındaki kırıntılı tortullar bulunur. Bu tortulları da yaşı 0.75 my olan bazaltlar üstler. Mercek şeklinde boraks gövdesi kuzey-güney eksenli antiklinalde tektonik olarak denetlenmiştir. Yan taraflardaki iki fayla yükselerek bugünkü konumunu almıştır. Bu yatakta ekonomik olarak bulunan boraks ve az orandaki kemit'in yanısıra mevcut diğer ender mineraller rivadavit, ezkurit, ameghinit, makallisterit vs. Çizelge 1'de verilmiştir.

Bu yaktan üretim kapasitesi yılda 150.000 ton olmasına karşın 1980'li yıllarda ortalama 130.000 ton üretim yapılmıştır. 1982 yılında yapılan çalış-

Çizelge 4. Sıcak su kaynakları ve gayzerlerde tespit edilen bor mineralleri

Yatak İsmi	Mineraloji	Yatak Tipi	Aktivite
Coyahuaima	Ux - Bx	G - M	R - E
Canuelas	Ux - Bx	M	E
Volcancito	Ux	G - M	R - E
San Marcos	Ux	G	R - E
Daniel	Ux	M	E
Aristusa	Ux	G	R
Ojo de Agus	Ux	G	E
Toro	Ux	M	E
Libertad	Ux	M	E
Lari	Ux - Bx	M	E
Los Bayos	Ux	M	E
Tropapete	Bx	G	R
Adriana	Ux	G	E
Antuco	Ux	M	A
Socacastro	Ux - Pn	G - M	E
Blanca Lila	Ux	G - M	R - E
Oire	Ux	M	E

AÇIKLAMALAR

Bugünkü aktivite: A: Aktif, R: Kalıntı, E: Durmuş

Tip: G: Gayzer (koni şeklinde çıkışlar), M: Sıcak su kaynağı (plato şeklinde oluşumlar)

Mineraloji: Ux: Üleksit, Bx: Boraks veya tincal, Pn: Pinnoit

malarla da bu yatakta 2 milyon görünür, 3,5 milyon muhtemel ve 5 milyon mümkün toplam olarak 10,5 milyon ton boraks rezervi tespit edilmiştir. Bu yatakta üretilen boraks (ortalama % 16 - % 18 B₂O₃ tenörlü) iki kısma ayrılarak cevherlerin bir kesimi hemen yatağın yanındaki bir kesimi ise yataktan 400 km uzaklıktaki ve Salta yakınlarındaki Campo Quijano'daki konsantrasyon fabrikalarında işlenmektedir. Tincalayu'da önceleri çalışmakta olan küçük çaplı bir borik asit fabrikası olmasına karşın bugün artık bu fabrikada üretim yapılmamaktadır. Tincalayu'da ürünler % 28 ve % 32 tenörlük konsantrasyonla yapılıyor, fakat enerji ile su sorunlarından dolayı borik asit fabrikası çalıştırılmıyor. Tüm ürünler 100 km uzaklıktaki Salar de Pocitos tren istasyonu oradan da tren ile Salta yakınlarındaki Campo Quijano'ta taşınmaktadır.

Sijes Yatakları

Bu bölgedeki işletilmekte olan yatakların tümü Boroquimica SAMICAF ait olup, bu yöreden başlıca hidroborasit, üleksit, inyoit ve kolemanit üretilmektedir. Bu bölgede, tüm borat yatakları kilitaşı, çamurtaşı ve tüfler ile ardalanmalı olarak bulunurlar. Hidroborasit başlıca Monte Azul, Monte Amorillo ve Monte Verda ocaklarından, kolemanit

ise başlıca Esperanza ocağından üretilmektedir. Yatakların genel yaşı Üst Miyosen-Pliyosen olup, yatakların içinde bulunduğu Sijes formasyonu yaklaşık kuzey-güney yönünde uzanır ve doğuya doğru eğimlidirler. Bu bölgedeki yataklarda yer yer arsenik yüzdesi 5000 ppm'e kadar erişir.

Sijes bölgesinde en önemli yatak Monte Amarille olup, bu yatak aynı zamanda dünyanın en büyük hidroborasit yatağıdır. Yatakta baskın olan hidroborasit, az oranda inyoit, kolemanit ve üleksit mineralleri bulunur ve yatağın toplam rezervi 19 milyon tona ulaşır. Bu yataktaki hidroborasitin rezervi ise 15 milyon tondur. Bu yatakta en kalın damarın kalınlığı 2 m olmak üzere 22 ayrı hidroborasit damarı var olup, yatağın uzunluğu 4 km dolayındadır.

Santa Rosa yatağı Sijes'in tam kuzeyinde bulunur ve yatakta hidroborasit kolemanit, inyoit ve üleksit mineralleri bulunur. Ayrıca yatakta realgar, orpiment, jips ve anhidritte bulunmaktadır. Yatakta herbiri yaklaşık 6 metreye erişen en az üç bor zonu vardır ve borat zonları Salar Santa Maria batı kenarı boyunca en az yedi kilometre uzanır. Bu yatakta toplam 5 milyon ton görünür rezerv saptanmıştır.

Esperanza yatağında genel olarak kolemanit egemen mineral olup yaklaşık rezervi 1-2 milyon tona ulaşır. Munte Azul yatağında baskın olarak tüflerle ardalanmış ilksel hidroborasit içerir. Bu yatakta işletme yapılmamaktadır. Monte Vende yatağı ise genel olarak kolemanit ve inyoit minerallerini içerir. Tüm Sijes bölgesinde saptanan bor mineralleri Çizelge 2'de verilmiştir. Yılda 5 bin ton hidroborasit, 2 bin ton kolemanit ve değişen oranlarda üleksit üretilmektedir. Ürünler 40 km uzaklıktaki Salar de Positos tren istasyonundan Campo Quijano'daki borik asit fabrikasına taşınır.

Loma Blanca Yatağı

Bu yatak, Salta'dan 440 km uzaklıkta ve Jujuy eyaletinin Bolivya sınırındaki Coranzuli volkanının yakınında yer alır. Yatak şu anda Industrias Quimicas BARADERO'ya ait olup, 1987 başında işletmeye açılmıştır. Daha eski tarihlerde çok küçük çapta bu yataktan inyoit üretimi yapılmıştır. 4000 metre yükseklikteki ve Neojen yaşı (6.99 milyon yıl) bu yatakta önceleri yalnızca inyoit üleksit ve terujit minerallerinin saptanmasına karşın, son yıllarda yapılan çalışmalarla yatağın bütün bir kesiti ortaya çıkarılmıştır. Böylece yatağın alt kesimleri ile birlikte boraks ve kolemani-

tin de varlığı ortaya konmuştur. Yapılan gözlemler, bu yatağın borat çökelişi ve mineral bileşimi yönünden Kırka yatağının küçük bir modeli olduğunu göstermektedir (Alonso ve diğer., 1987).

Yataktaki en önemli bor mineralleri boraks, inyoit ve üleksit olup, gözlenen tüm mineraller Çizelge 3'te verilmiştir. Yataktaki toplam rezerv maksimum 1 milyon tondur. Paleozoik bir temel üzerine oturan bu küçük havzada bor mineralleri volkanoklastiklerle birlikte bulunurlar. Alt kesimde kolemanit ve inyoit, daha sonra sırasıyla üleksit, boraks, üleksit ve inyoit zonları özellikle yeşil renkli kiltaşları içinde gelişmişlerdir. Bor mineralleri genellikle killer içinde 10 cm büyüklüğe kadar varan düzgün kristaller şeklinde ve maksimum 1 metreye erişen zonlar şeklinde gözlenirler. Bu yatağın uzun süre ekonomik olarak işletilmesi cevher/matriks oranının düşük oluşundan dolayı olanaklı değildir. Yatağın değişik düzeylerinden alınan temsili örneklerin kimyasal analizleri Çizelge 5'te verilmiştir.

Salar Yatakları

Bu tür yataklar salar: playa: tuzla diye adlandırılan çok genç (Kuvaterner'den günümüze) yataklar olup, bu yataklardan bazılarının oluşumu halen devam etmektedir. Bu tür çok sayıda yatak olmasına karşın birçoğu önemsiz oranda bor içerir. Bu tür salar yataklarından lityum, potasyum, sodyum tuzları ile jips üretimlerinin yanısıra boraks ve üleksit üretilir. Salarlarda eser oranlarda inyoit, kolemanit ve hidroborasit mineralleri de saptanmıştır.

Çizelge 5. Loma Blanca yatağının farklı zonlarından alınan temsili örneklerin kimyasal analizleri

Z	1	2	3	4	5	6
B ₂ O ₃	14.24	12.28	10.75	16.58	23.19	19.49
CaO	6.06	4.80	6.82	6.87	5.82	0.02
Na ₂ O	3.42	3.29	3.72	2.42	2.36	3.27
Cl	1.02	0.28	0.22	0.29	0.36	0.22
Fe	0.05	0.10	0.15	0.04	0.02	0.15
Çözünmeyen kesim	66.07	60.04	66.38	53.66	34.74	66.33
1. Üleksit zonu				4. Inyoit zonu		
2. Üleksit zonu				5. Inyoit zonu		
3. Üleksit zonu				6. Boraks zonu		

Arjantin'deki salarlarda boratlar, genellikle sodyum ve kalsiyum sülfat, sodyum ve magnezyum klorit, demir oksit, kum ve kil ile birlikte kalın katmanlı, düzensiz seviyeler şeklinde gözlenirler. Üleksitler ya düzensiz katmanlar ya da nodüller şeklinde bulunurken boraks hemen hemen tüm yataklarda çok düzenli kristaller şeklinde bulunur. Arjantin'deki salarların jips içerikleri Şili'deki salarlara göre daha azdır. Bor mineralleri çoğunlukla salarların yüzeyinde veya yüzeyine yakın olarak bulduklarından işletilmeleri oldukça kolaydır. Büyük salar yatakları, Şili ve Bolivya sınırlarına yakın olan Altiplano boyunca ve 3650 ile 4000 m arasında değişen yüksekliklerde bulunurlar.

Salar de Cauchari, 53 km uzunluğunda, 3 ile 8 km arasında değişen genişlikte ve 10 cm'den 2 metre kalınlığına kadar değişen borat zonları içerir. Salarda Boroquimica SAMICAF ve diğer küçük şirketler üleksit ve boraks üretirler. Üleksit, yersel olarak "papas" diye adlandırılan 10 cm çapına kadar erişen patates şeklindeki yumrular şeklinde gözlenir. Inundada madeninde (Saların orta kesimleri) çamurtaşları içinde 10 cm'den büyük çok düzenli boraks kristalleri gelişmiştir. Saların kenar kesimlerinde ise taravertenler gözlenir. Tüm boratları içeren sedimentler Paleozoyik yaşlı bir temel üzerinde gelişmiştir. Bu salar Olacapato tren istasyonundan 72 km uzaklıktadır. Bu yataktaki güneşte kurutulan üleksit cevherinin tenörü ortalama % 35 B₂O₃ olup, yataktan ilk çıkarıldığında % 60 civarında su kapsarlar.

Salar de Rincon, baskın olarak üleksit ve az oranda boraks içeren 50 cm kalınlığında bir bor zonu içerir. Pocitos tren istasyonundan 30 km uzaklıktaki bu salardan genellikle üleksit üretilmiştir. Günümüzde bu salardan tuz üretilmektedir. Sodyum klorür, kalsiyum karbonat, kalsiyum sülfat ve sodyum sülfat mineralleri bu salarda yaygın olarak bulunurlar.

Salar de Turi-Lari'de karbonat, lityum ve arsenik içeren yeşil, bentonitik çamurların içinde boraks kristalleri bulunur. Bir veya iki kilometre çapında ve küçük kuru bir göl görünümünde olan bu salarda üleksit işletilmiştir. Cauchari salarının kuzey ucunun 60 km kuzeyinde bulunur (Şekil 2). Saların kuzeydoğu ucu hariç her tarafı tüflerle çevrilmiştir. Güneydoğu kesiminde borat üretimi yapılmaktadır. 5 cm'e erişen boraks kristalleri gri-yeşil killer içinde bir metrelik bir zonda bulunurlar. Cevher düzeyinin altında seyrek olarak boraks kristallerinin bulunduğu yarım metrelik bir kil ve ondan sonra da su tablası bulunur. Coyaguaima

volkanik merkez, bu salardan yaklaşık 10 km kuzeyde bulunur ve oldukça genç volkanik akıntılar saların iki kilometre yakınına kadar uzanır. Taze olivin bazalt, boraks sahasının kenarına kadar gelmiştir.

Salar de Pastos Grandes ve Salar de Diablillos'da genel olarak üleksit ve çok az oranda boraks gözlenir. Bazı küçük şirketler yalnızca üleksit üretirler. Boroquimica SAMICAF Salar de Diablillos da bazı sahalara sahiptir. Yüzeyden itibaren 2 milyon ton üleksit saptanmıştır..

Salar de Centenario'nun temelinde Copalayo kuşağını oluşturan metamorfikler ve onları kesen intrusif pegmatitler bulunur. Kuzeyden ise borca zengin Sijes formasyonundan oluşan Tersiyer kayaları ile sınırlanır. Doğu kesimde kuzey-güney yönünde uzanan fay boyunca büyük kesimi kurmuş olan sıcak su kaynakları gözlenmektedir. Holosen'den güncele kadar bir zaman aralığında oluşum mevcuttur. Espinoza Şirketi, Maggie ocağında her ay 500 ton üleksit üretmektedir. Üretim doğrudan doğruya Brezilya'ya gitmektedir. Salarda ayrıca sülfat mineralleri ve çok az boraks bulunur.

Salar de Ratonos bol üleksit minerali içerir. Bu saların hemen güney ucunda Cerro Ratonos volkanı, doğu tarafında ise metamorfik ve intrüsipleri bulunur. Batı kesimde ise alüvyon yelpazeler oluşmuştur. Saların güney ucunda kayatuzu (NaCl) ile üleksit oluşurken kuzey ucunda güncel trona oluşuklarına rastlanır. Bu inceleme sırasında bu salarda ilk defa tronanın varlığı tespit edilmiştir.

Salar de Hombre Muerto, Positos tren istasyonunda 140 km uzaklıkta (güneye doğru) ve Tincalayu boraks yatağının hemen güney bitişiğinde yer alır. Cerro Ratonos volkanı (5 500 m) bu saları kuzeydeki Salar de Ratonos'ten ayırır. 4000 metre yükseklikteki bu salar, batıdan Del Gallego sırtı, güneyden Incahuasi kuşağı ve doğudan ise sırtlarla Calchaquies vadisinden ayrılır. Hombre Muerto veya Limon tepesi ile Farallon Catal Hombre Muerto yaylasını Oriental ve Occidental olmak üzere ikiye böler. Bu yörede Ordovisiyen yaşlı kayaların üzerine önce Tersiyer yaşlı Sijes formasyonunun benzeri volkano-sedimenter kayalar oturur. Bu formasyon içinde Tincalayu madeni yer alır. Ondan sonra Cerro Ratonos ve Hombre Muerto volkanları faaliyete geçerek andezitik bileşimli volkanik malzemeyle Ratonos ve Hombre Muerto havzalarını ayırmıştır. Incahuasi formasyonuna ait bazalt akıntıları ise geniş alanları kaplamıştır. Daha sonra bu salar çevresinde alüvyon yelpazeleri

oluşurken içinde ise evaporitler oluşmaya başlamıştır.

Bu salarda kayatuzu (NaCl), jips ve lityum tuzlarının yanısıra üleksit ve boraks oluşmaktadır. Bu salardan bazı ufak şirketler ile Boroquimica SAMICAF üleksit ve boraks üretmektedir.

Yukarıda sözü edilen salarlara ek olarak daha birçok salardan çeşitli ufak şirketler boraks ve üleksit üretmeye çalışmaktadırlar. Fakat, bu salarlarda ne önemli derecede bor oluşumu, ne de önemli oranda bor üretimi vardır. Ayrıca bu konuda kesin veriler de bulunmamaktadır.

Sıcak Su Kaynağı Yatakları (Spring Apron Deposits)

Rio Alumbrio yatağı, dünyadaki en güzel ve tipik sıcak su kaynağı türünden bir yataktır. Herbiri birkaç yüzden birkaç bin ton üleksit kapsayan ve birkaç kilometre karelik alan kapsayan onbir adet örtü yatağı şekindedirler. Düzensiz üleksit katmanları ve yer yer onları örten tüfler yer almaktadır. Jips ve diğer sülfatlar bulunmamaktadır. Bu bölgedeki en büyük yatak halen daha aktif ve 18°C sıcaklığındaki bir kaynaktan beslenir. Bütün örtü yatakları temel kayalar üzerinde ve kaynak çevresinde örtü şeklinde gelişmişlerdir. Bazaltlar, Coyaguaima volkanik karmaşığının yöredeki en genç kayalarındır. Bütün bu kaynaklar, suları içinde

üleksitin olduğu Laguna de Guayatayoc'ta son bulurlar. Bu yörede % 35 B₂O₃ tenörlü (güneş kurutulma sonunda) toplam 40 000 ton üleksit mevcuttur.

Volcanicito, Rio Alumbrio yataklarının 6 km batısında küçük ve tablamsı şekilde bir üleksit yatağıdır. Üleksit ve tüf konisinin her iki tarafında kaynaklar halen aktiftir. Üleksitin kaynağı kaynak sularıdır. Üç adet sıcak su kaynağına bağlı olarak gelişen bu üleksit yatağı 200 m uzunluğunda, 40 m genişliğinde ve 2 m kalınlığındadır. Üleksit saf, ipeğimsi ve pamuksu bir görünüme sahiptir. Volcanicito'nun drenaj suları da Laguna de Guayatayoc'a erişir. Sıcak su kaynağının akıntısı boyunca eflorenses olarak (yüzey kabuğu şeklinde) üleksit oluşmaktadır. Çizelge 4 bu tür yataklarda tespit edilen mineralleri vermektedir. Çizelge 6 ise bu tür yataklarda tespit edilen inyoit ve üleksit minerallerinin kimyasal analizlerini vermektedir.

Coyaguaima, 4600 metre yükseklikteki Coyaguaima volkanik kütesinin yaklaşık 40 km kuzeyinde yer alır. Demirli bir tüf örtüsüyle kaplanmış üç ayrı yatak bulunmaktadır. Bu yataklarda üleksitin yanısıra boraks da vardır. Bu yataklardaki sıcak su kaynağı faaliyeti durmuştur. Temel kayalar üzerinde ıslak ve yumuşak üleksit, az oranda halit ile birlikte düzensiz tüf mercerleriyle aralanma gösterirler. Yatağın doğu kesiminde ve üst düzeylerinde boraks saçılmış (dissemine) kristaller şeklinde bulunur. Buradaki yatakların toplam bor rezervi 9000 tondur. Kaynakların aşağı kesimlerinde üleksit yüzeyde kabuk şeklinde gelişmektedir.

Antuco'da, Salar de Cauchari'den 15 km kadar güneyde volkanik ortama bağlı olarak küçük bir üleksit yatağı gözlenir. Bu yatak 4-5 hektarlık bir alanda 50 cm'lik bir kalınlık gösterir. Yatağın büyük kesimi üretilmiş olup, zaman zaman çok az oranda üretim yapılmaktadır. Çünkü bu su kaynağı halen daha aktif olup borat çökeltmeye devam etmektedir. Kaynak suları kuzeye doğru akarak Salar de Cauchari'ye erişir. Antuco kaynağı dasitik ve bazaltik akıntılardan yaygın olduğu bir alandan kaynaklanmaktadır. Kaynak, bor içeriğini volkanik kaynaktan getirmektedir. Yöredeki tüm volkanik malzeme Quevar volkanından türemiştir.

Arjantin bor kaynakları yönünden Türkiye ve Amerika Birleşik Devletlerinden sonra üçüncü sırayı almaktadır (Helvacı, 1987) (Şekil 9). 1983'te 140 000 tona erişen bor üretiminin yanısıra yılda 4000 veya 5000 ton borik asit üretilmiştir. Küçük şirketlerin üretimleri hakkında kesin bilgi olmasına karşın yukarıdaki rakamlar ortalama olarak verilebilir.

Çizelge 6. Sıcak su kaynaklarında tespit edilen inyoit ve üleksit minerallerinin kimyasal analizleri

%	Inyoit I	Inyoit II	Inyoit III	Üleksit
MgO	0.27	0.06	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	1.42	1.11	0.25	0.00
SiO ₂	1.08	0.34	1.08	0.00
CaO	30.60	22.72	19.58	1.00
B ₂ O ₃	22.27	32.06	35.69	0.00
K ₂ O	0.17	0.17	0.25	0.00
Na ₂ O	0.36	0.27	0.50	0.00
SO ₃	0.24	0.27	0.24	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.39	0.00	0.00
TiO ₂	0.15	0.15	0.28	0.00
Mn ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl ⁻	0.0009	0.0014	0.0011	0.0000
Toplam H ₂ O	25.12	36.29	40.15	35.69
CO ₂	18.08	5.30	1.36	0.00
Kız. Kaybı (1000°C) (CO ₂ +H ₂ O)	43.20	41.59	40.51	35.69

Bolivya

Güneybatı Bolivya'da borat içeren birçok salar bulunmaktadır. Bunlardan en önemli olanları Laguna ve Uyuni salarlarıdır. Bu salarlar Şili ve Arjantin'deki salarlara çok benzerlik gösterirler (Şekil 2 ve 4).

Bolivya'da çok az olan üretim ancak iç tüketimi karşılayacak niteliktedir. Madenciler birliği tarafından üretilen bor, Corporacion Minera de Bolivia (COMIBOL) tarafından işletilen bizmut ve Empresa Nacional de Fundiciones (ENAF) tarafından işletilen kalay ve antimon izabelerinde kullanılmaktadır.

Üretimin az olmasına karşın güneybatı Bolivya'nın Altiplano kesimindeki salarlar borca oldukça zengindir. 7 milyon ton olarak bilinen rezervlerinin yanısıra toplam rezervin 65 milyon ton olduğu tahmin edilmektedir. Bu yatakların en önemlisi lityum ve potasyum tuzlarının yanısıra üleksit ve boraks salar de Uyuni'dir (Şekil 4).

1984'ten sonra Bolivya hükümeti ülkenin güneyindeki salarlardan lityum üretecek projeleri destekleyeceğini açıklayınca en az oniki şirket sa-

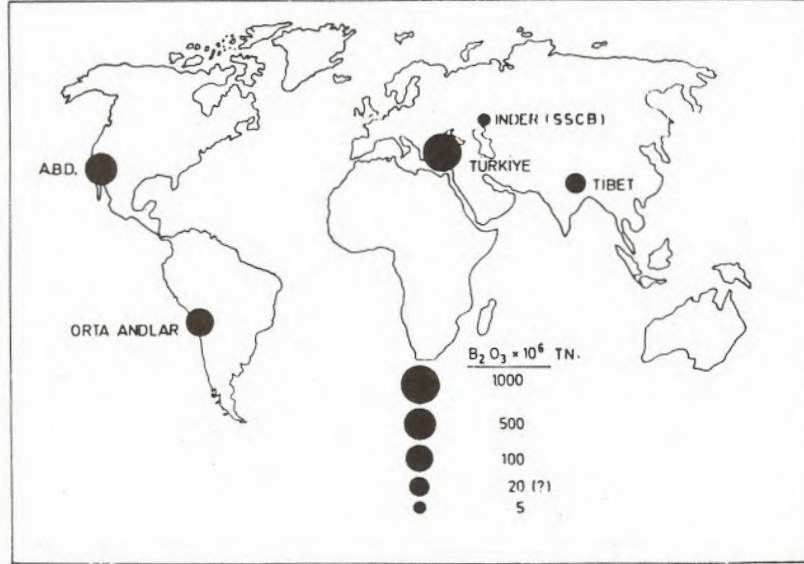
larlarda lityum tuzları ile birlikte potasyum ve bor araştırmasına başlamıştır. Hiç şüphesiz Salar de Uyuni en önemlisi olup, orta Altiplano'da 9000 km² lik bir alanı kapsar ve 5 metrelik bir tuz kabuğuna sahiptir. Bu salarda 64 000 milyon ton halitin (NaCl) yanısıra 3.2 milyon ton bor, lityum ve potasyum tuzları olabileceği hesaplanmıştır.

Peru

Peru'nun güney kesiminde salar ve sıcak su kaynağı yatakları gözlenir. Bunların en önemlileri ise Laguna Salinas ve Chillicoipa'dır.

Laguana Salinas, Arequipa'nın 80 km doğusunda olup, egemen olarak üleksit minerali içerir. 4328 metre yükseklikteki bu salar, mevsimsel olarak sularla kaplanır (Şekil 10).

Salardaki tortullar içinde birkaç seviye olarak düzensiz ve merceksel üleksit katmanları bulunur (Şekil 11). Sülfat ve halitin yanısıra saların doğu kesiminde inyoit bulunur. Kuru mevsimlerde salar kenarlarından elle veya basit yöntemlerle üleksit üretimi yapılır. Açık havada kurutulan üleksitler, Arequipa'ya taşınır. Salar, 1926'dan 1974'e kadar Borax Consolidated Limited tarafından, 1975'ten



Şekil 9 Dünyanın önemli bor bölgelerini gösteren harita TÜRKİYE: Batı Anadolu Bor Yatakları; A.B.D.: Amerika Birleşik Devletlerinin batısındaki başlıca Kaliforniya'dakiler olmak üzere yataklar; ORTA ANDLAR: Arjantin, Şili, Peru ve Bolivya'daki tüm yataklar; İNDER (S.S.C.B.) Verilen rakam kesin değildir; TİBET: Bu yöreden başka kesimlerde küçük boyutlu yatakların olduğu tahmin edilmektedir.

1981'e kadar Boratos del Peru S.A. tarafından ve 1981 de ise Barex de Peru ile Boroquimica tarafından işletilmiştir. Foote Mineral Company salarda çalışmalar yapmış, 1982'de ise Anaconda Mineral Company salardaki maden işletme haklarına sahip olmuştur.

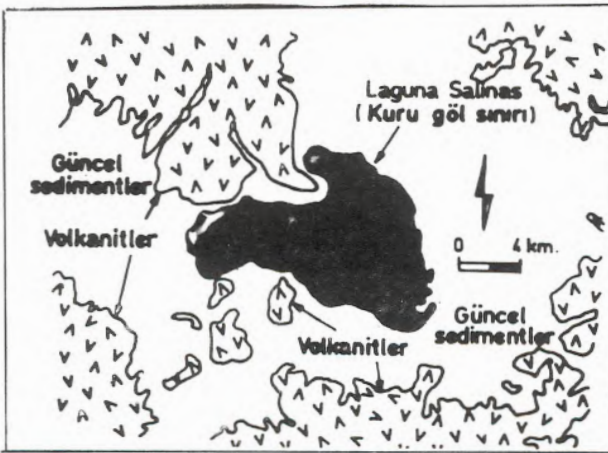
Laguna Salinas'ta tenörü % 10 ile % 23 B_2O_3 arasında değişen 9 milyon ton üleksit mevcuttur. Üretimden sonra elle ayıklama yöntemiyle tenör % 35 B_2O_3 kadar çıkarılmaktadır.

Arequipa çevresinde Barex de Peru şirketi tarafından yapılan diğer çalışmalarla, sondaj vs. rezervlerin artabileceği ortaya konmuştur. Salarların yanısıra Chillicoipa üleksit yatağı gibi sıcak su yatakları da saptanmıştır. Bu yatakta üleksit aktif sıcak su kaynağına bağlı olarak oluşmaktadır.

Son zamanlarda artan rezervlere bağlı olarak borik asit fabrikası kurulması planlanmışsa da bu proje 1983'te durdurulmuştur. Peru, yılda 10 000 ile 27 000 ton arasında üleksit üretmekte ve bu üretimin büyük bir kesimi yöredeki cam imalinde kullanılmaktadır.

TEKNOLOJİ

Latin Amerika'nın Puna ve Altiplano bölgesinde yer alan ve Arjantin başta olmak üzere Şili, Peru ve Bolivya sınırları içinde gözlenen birkaç farklı türdeki bor yataklarını irili ufaklı birçok şirket işletmektedir. Fakat tüm Puna bölgesinde bor yatağı işleten büyük şirketlerin sayısı son derece sınırlıdır. Örneğin bu sayı dünyanın üçüncü büyük bor ülkesi olan Arjantin'de Boroquimica SAMICAF ve Industas Quimicas BARADERO olmak üzere iki adettir. Buna karşın Arjantin'in Puna bölgesinde işletme kapasitesi veya kapitali olmayan birçok kişi ve kuruluş saha kapatmış durumdadır.



Şekil 10 Laguna Salinas'ın basitleştirilmiş jeolojik haritası

Puna veya Altiplano diye adlandırılan ve bor yataklarının bulunduğu bölgelerde yükseklikler genel olarak 3000 metrenin üzerindedir. Özellikle 3000 ile 4500 metre arasında tipik çöl iklimi sürdüğünden iklim koşulları madenciliği olumsuz şekilde etkilemektedir. Buna ek olarak su, enerji ve ulaşım olanakları oldukça kısıtlıdır. Bu yüzden birkaç büyük şirketin dışında üretim çok ilkel koşullarda yapılır. Ayrıca küçük şirketlerin hiçbirinin kendilerine ait konsantratör ve buna benzer borla ilgili fabrikaları yoktur. Bu tür küçük şirketler çıkardıkları ham ürünleri ya büyük şirketlere veya doğrudan doğruya yabancı ülkelere pazarlarlar.

Arjantin'de Boroquimica SAMICAF, Güney Amerika'nın 150 000 ton/yıl tincal (boraks) kapasitesine sahip en büyük madeni Tincalayu'yu işletir. Düşün dereceli cevher madende kırılır, öğütülür ve % 28 ile % 32 B_2O_3 tenörlü iki farklı konsantrasyondaki cevher, Tincalayu'daki borik asit fabrikası enerji ve su sorunundan dolayı çalışmadığından, kamyonlarla Salar de Pocitos tren istasyonuna oradan da tren ile Salta yakınındaki Campo Quijano borik asit fabrikasına taşınırlar. Campo Quijano bor rafinerisi 20 000 ton/yıl'lık boraks ve susuz türevleri üretim kapasitesine sahiptir. Bu tesiste saf boraks, boraks, susuz boraks, boraks penta ve boraks deka üretimleri yapılmaktadır. Ham cevher olarak boraks, üleksit, kolemanit ve hidroborasit kullanılmaktadır.

Industrias Quimicas BARADERO'nun Salta yakınlarında iki ayrı bor işleyen küçük kapasiteli fabrikaları var olup, üleksit cevherini işletmektedir. Fabrikaların birinden borik asit, diğerinde ise boraks dekahidrat üretilmektedir. Günlük 30 ton borik asit ve 10 ton boraks dekahidrat üretimi yapılmaktadır. Kapasite artırma planları cevher



Şekil 11 Laguna Salinas bor yatağının orta kesiminin stratigrafik dikme kesiti.

durumuna bağlıdır. Çünkü bu şirketin Loma Blanca'dan başka işletmeleri yoktur. Genelde şirketlerden aldığı cevherleri işletmektedirler. Boraks dekahidrat üretimi için gerekli sodyum karbonat (trona) dışardan ithal edilmektedir.

Şili'de borik asit, nitrat ve iyot üretiminin bir yan ürünü olarak elde edilir. Sociedad Quimica y Minera de Chile en önemli üreticidir. Bor fiyatları uygun olduğu zaman borit asit yan ürün olarak elde edilir. Sociedad Chilena de Litio Ltda., lityum, potasyum ve borik asit eldesi için bir lityum karbonat tesisi, kuyuları ve dinlenme havuzlarının inşasını 1983'ün sonlarında tamamlamıştır (Chilean Lithium, 1987).

Peru'da, Compania del Boro y Derivados S.A. Laguna Salinas'tan bor üretmektedirler. Üretim kapasitesi 11 ton/yıl olan üleksit cevherlerinin tenörleri % 32 ile % 36 B₂O₃ arasında değişir. 1982 yılında faaliyete geçen Quimica Oquendo S.A. şirketi tesisinde 1984 yılında 660 ton borik asit üretmiştir. Gelecekte bu tesisten 1300 ton/yıl borik asit üretilmesi planlanmaktadır. Peru'da üretilen borit asitin bir kısmı içerde cam yapımında, büyük bir kesimi ise başta Brezilya olmak üzere Kolombiya, Ekvator ve Venezuela'ya ihraç edilmektedir.

PAZARLAMA

Latin Amerika'da bor rezervi ve üretimi yönünden en önemli ülke hiç şüphesiz Arjantin'dir. Bu ülkede üretilen tüm toplam konsantre veya işlenmemiş ürünlerin % 90'ını ihraç edilir. İhraç edilen cevher veya ürünlerin büyük bir kesimi yine bir Latin Amerika ülkesi olan Brezilya'ya gider.

Latin Amerika'da bor ve bor bağlantılı endüstrinin en çok geliştiği ülke Brezilya'dır. Bu ülkenin özellikle Sao Paulo eyaletinde bor ile ilgili birçok cevher hazırlama, rafineri, alüminyum-bor ve alüminyum-titanyum-bor ve diğer önemli alaşım üreten fabrikalar bulunmaktadır. Bundan dolayı, başta Arjantin olmak üzere Peru, Şili ve Boliviya'dan bu ülkeye bor cevherleri ve ürünlerinin ihracı yapılmaktadır.

Başta Arjantin'den olmak üzere Peru ve Şili'den tüm Latin Amerika ülkelerine (Kolombiya, Ekvator, Venezuela, vs.), Amerika Birleşik Devletlerine, İtalya, Alman, Avustralya ve Yeni Zelanda'ya bor cevheri ve ürünleri ihraç edilir.

SONUÇLAR

1. Tüm Latin Amerika bor yatakları, And dağlarının ulaşımı ve çalışma koşulları zor olan yüksek kesimlerinde oluşmuşlardır.

2. Yataklanma şekilleri genellikle merceksi veya yanal geçişli yapılar sunarlar.

3. Bor mineralleri, çoğu kez jips, kayatuzu, lityum ve potasyum tuzları ile birlikte bulunurlar. Ekonomik oranda bulunan ve işletilen önemli bor mineralleri önem sırasına göre boraks, üleksit, hidroborasit, inyoit ve kolemanittir.

4. Cevher mineralleri çoğunlukla safsızlıklar gösterirler. Sijes yatağında oldukça yüksek sayılabilecek As oranları elde edilmiştir. Öte yandan sallarların birçoğundan borlar ancak yan ürün olarak alınmaktadır ve tenörleri oldukça düşüktür.

5. Zenginleştirme ile ilgili kurulu tesisler Arjantin de Boroquimica SAMICAF ve Industrias Quimicas BARADERO Şirketlerine aittir. Bor ürünleri elde edilen tesislerin en önemlileri ise Brezilya'nın Sao Paulo ve Arjantin'in Salta şhirleridir. Çok değişik tenörlerde bulunan cevherler zenginleştirme işlemlerine tabi tutularak % 35 veya % 36 tenörlü tüvenan cevherler elde edilir.

6. Arjantin'de bor cevherlerinden yukarıda adı geçen iki önemli şirket tarafından Salta yakınlarındaki fabrikalarda borik asit, saf boraks, boraks dekahidrat ve boraks pentahidrat üretilmektedir. Bu ülkede üretilen cevherlerin % 90'ı ihraç edilmektedir. Bor türevleri sanayiinin en çok geliştiği ülke Brezilya'dır.

7. Bu tesislerde bor türevleri üretimi için kullanılan sodyum karbonat Kuzey Amerika'dan ithal edilmektedir.

8. And Dağlarının Puna bölgesindeki bor yatakları ve zenginleştirme ünitelerinin çevresinde artık ve çevre kirlenmesi sorunu yoktur. Çünkü bu yörede hiçbir yerleşim birimi olmadığı gibi tarım veya orman alanı da bulunmamaktadır. Bölge çöllerle kaplıdır. Salta yakınındaki fabrikalar ise şehrin çok dışında ve küçük kapasiteli olduklarından dolayı büyük bir çevre sorunu yaratmazlar. Fakat Brezilya'nın Sao Paulo şehrindeki tesisler sanayi kirliliği yaratmaktadır.

9. Tüm Latin Amerike ülkelerinin bor ve bor ürünleri ihtiyacını başta Arjantin olmak üzere Şili ve Peru karşılamaktadır. Arjantin bor üretiminin % 90'ını Başta Brezilya olmak üzere Latin Amerika ülkelerine, Amerika Birleşik Devletleri, Avustralya ve Yeni Zelanda'ya pazarlamaktadır. Bor ürünleri torbalanmış olarak satılmaktadır.

10. Genel olarak, Latin Amerika'da bor cevheri ve bor ürünleri üretimi ile bor pazarını bir İngiliz-Amerikan şirketi olan Boroquimica SAMICAF elinde tutmaktadır.

KATKI BELİRTME

Nisan-Temmuz 1987 tarihlerinde Latin Amerika borat yataklarını ziyaret olanağı sağlayan Eti-bank Genel Müdürlüğündeki sayın yetkililere, yatakları ziyaretim sırasında başından beri yardımcı olan meslektaşım Dr. Ricardo Alonso'ya, Salta Üniversitesi, Arjantin yetkililerine ve Industrias Quimicas BARADERO S.A. elemanlarına ayrı ayrı içten teşekkürlerimi sunarım. Çizim işlerini gerçekleştiren M. GÜRLE'ye teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alonso, R.N., 1986, Occurencia, posicion estratigraficay genesis de los depositos de boratos de la Puna Argentina:
- Alonso, R.N., Helvacı, C., Sureda, R.J. and Viramonde, J.G., 1988, A new Tertiary borax deposit in Andes: Mineral Deposita, 23, 299-305.
- Alonso, R.N. and Viramonte, J.G., 1985, Provincia boratifera Centroandina: IV Congreso Geologico Chileno, Universidad de Norte, Antofagasta, Şili.
- Bain, H.F. and Read, T.T., 1934, Ores and industry in South America: New York, Council on Foreign Relations, pp. 263-264, 294.
- Barazangi, M., and Isacks, B., 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: Geology, v. 4, pp. 686-692.
- Berzina, I.G., et al, 1975, Boron geochemistry in the volcanogenic-sedimentary process: 12 v. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol. No. 5.
- Buttgenbach, H., 1901, Gisements de borate des Salinas Grandes de la Republique Argentina: Anales Societe Geologique Belgique, V. 28, pp. 99-116.
- Chamberlin, R.T., 1912, The physical setting of the Chilean borate deposits: Jour. Geol., v. 20, pp. 763-768.
- Chilean Lithium, 1987, Salar de Atacama: World Mining Equipment.
- Chong Diaz, G., 1984, Die Salare in Nordchile-Geologic, Struktur und Geochemie: Geotekt. Forsch., 67, I-II, 1-146, Stuttgart.
- Dickson, T., and Harben, P., 1983, Borates and their becalmed markets: Industrial Minerals, No. 184, pp. 23-27.
- Erickson, G.E., 1963, Geology of the salt deposits and the salt industry of Northern Chile: U.S. Geological Survey, Open File Report, No. 698, 164 p.
- Forsyth, D.W., 1975, Faulty plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea: Journal of Geophysical Research; v. 80, pp. 1429-1443.
- Francis, P.W. and Rundle, C.C., 1976, Rates of production of the main magma types in the central Andes: Geological Society of American Bulletin, v. 87, pp. 474-480.
- Gill, J., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: New York, Springer-Verlag, pp. 25-314.
- Helvacı, C., 1989, Türkiye bor madenciliğinin işletme, stoklama ve pazarlama sorunlarına mineralojik bir yaklaşım: Jco. Müh., Sayı 34-35, p. 5-17.
- Helvacı, C., and Alonso, R.N., 1992, Primary inyoite in a recent playa of northern Argentine: Mineralogy and Petrology (baskıda).
- James, D.E., 1971, Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 82, pp. 3325-2346.
- Kistler, R.B. and Smith, W.C., 1983, Boron and borates: in Le fond, S.J., ed., Industrial Minerals and rocks, 5 the. ed., v. 1, New York, AIME, pp. 548-550.
- Lyday, P.A., 1984, Boron in 1983; Mineral Industry Surveys, U.S. Dept. of the Interior, Jan., 4 p.
- Muessig, S., 1966, Recent South American borate deposits: in Rau, J.L., ed., Transactions, Second Symposium on salt: Cleveland, Ohio, Northern Ohio Geological Society, v. 1, pp. 151-159.
- Ozol, A.A., 1976, Basic features of boron geochemistry and formation conditions for its deposits of the volcanogenic-sedimentary type: translated from Litologiya Polezne Iskopaemye, No. 3, May-June, pp. 60-74, New York, Plenum, pp. 320-330.
- Ozol, A.A., 1977, Plate tectonics and the process of volcanogenic-sedimentary formation of boron: translated from Tectonika pliti protessey volkanogennoosadachnogo obrazovaniya bora, AN USSR Investiya, Ser. Geol., No. 8, pp. 68-75, International Geology, Rev., v. 20, No. 6, pp. 692-696.
- Turner, J.C.M., 1964, Descripcion Geologica de La Hoya 7C-Nevado de Cachi: Dir. Nac. Geol., v. 99, 81 p.
- Zeil, W., 1979, The Andes, a geological review: Berlin, Gebruder Borntraeger, pp. 56-195.

KESTANECİK VE KOZAĞAÇ (YATAĞAN-MUĞLA) MERMER YATAKLARININ JEOLOJİK VE EKONOMİK ÖZELLİKLERİ*

Economical and Geological properties of Kestanecik and Kozağaç (Yatağan-Muğla) Marble Deposit

Mustafa KUŞCU A.Ü. Isparta Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, ISPARTA

ÖZ: Muğla-Yatağan yöresinde Menderes Masifinin örtü şistleri içerisinde farklı düzeylerde mermerler bulunur. Bu değişik düzeydeki mermerlerden Kavaklıdere-Kestanecik ve Kozağaç mermerleri kalite, rezerv ve üretim miktarlarıyla bölge ve Türkiye için önemli bir potansiyele sahiptir.

Permian yaşlı Kestanecik mermeri şistler içerisinde, yaklaşık 4 km uzunluğu ve 50-150 m kalınlığı olan KD-GB doğrultulu bir mercek şeklinde bulunur. Genelde beyaz renkli ve mor damarlı olan mermer egemen olarak 600-700 mikron boyutlu kalsit ve daha az oranda dolomit kristallerinden oluşur. Bu minerallerin yanısıra manganokalsit, rodokrozit ve piroluzit mineralleri Kestanecik mermerini ya damarlar oluşturarak keser ya da mermerde saçılmış olarak bulunurlar.

Jura-Alt Kretase yaşlı Kozağaç mermeri incelenen alanda D-B ve KD-GB doğrultusunda 40 km uzunluğundaki bir zonda yayılım gösterir. Kozağaç yöresinde D-B doğrultulu ve kalın katmanlı olarak bulunur. Mermer bütünüyle 1.5-2.5 mm tane boyutlu kalsit kristallerinden oluşmuş olup çoğunlukla beyaz ve gri-beyaz renklidir.

Muğla-Yatağan bölgesinde jeolojik olarak milyarlarca m³ mermer rezervi mevcuttur. Kestanecik ve Kozağaç mermer sahalarından yılda 25 000 m³ blok mermer üretilir.

ABSTRACT: The Muğla-Yatağan marbles occur in different stratigraphic levels of cover schists of the Menderes massif. Although various marbles are found in the cover schist, only two of them (Kestanecik and Kozağaç Marbles) are the most important deposits for the region and Turkey because of qualities, reserves, production amounts and potential.

Permian aged the Kestanecik marble outcrops in the metamorphic schists. It lies in NE-SW direction approximately 4 km in length and has 50-150 m thickness. It has a white colour and occasionally purple veins. The marble consists of calcite, dolomite crystals changing between 600-700 microns in sizes and the marble are cut by purple veins which is composed of manganocalcite, rhodocrosite and pyrolusite minerals.

Jurassic-Lower Cretaceous aged the Kozağaç marble extends E-W and NE-SW directions approximately 40 km in length. The marble has thick beddings and are white and grayish white in colour. It contain totally calcite. Calcite crystals are ranging between 1-2 mm in size is found in granoblastic texture.

Muğla-Yatağan marble province has geologically billions m³ block marble reserves. Annually 25 000 m³ block marbles are produced in both of the Kestanecik and the Kozağaç marble areas.

GİRİŞ

1978'den bu yana Türkiye mermerciliğinde hızlı bir gelişim görülmüştür. Mermerin iç tüketiminin yanısıra ihracatında da büyük artışlar olmuştur. Bu gelişme rakamlarla ifade edilirse;

1978'de 125 bin m³ olan mermer üretimi 1991'de 200 bin m³ e ulaşmıştır. Mermer ihracatı ise 1989'da tüm maden ihracatının % 9'u dolayında olup, 1978'de 1 milyon 430 bin dolar olan ihracat 1990'da 26 kat artışla 38 milyon 438 bin 402 dolara ulaşmıştır.

* Bu araştırma Akdeniz Üniversitesi Araştırma Fonunca desteklenmiştir.

Bu hızlı gelişim yeni mermer sahalarının aranması, ortaya konması ve değerlendirilmesinin yanısıra çok sayıda mermer yatağının işletmeye alınmasına neden olmuştur. Doğaldır ki böyle bir gelişme Üniversitelerin de ilgisini çekmiş ve konuya benzer ve farklı açılardan yaklaşan bilim adamlarının sayısında da bir artma olmuştur.

Muğla-Yatağan yöresi mermer yatakları çok önceki yıllardan beri bilinmekte ise de, Türkiye mermerciliğinin gelişimine paralel olarak 1983 yılından itibaren bölgede çok sayıda mermer ocağı işletmeye alınmıştır. Halen bölgede 30 mermer ocağı üretimlerini sürdürmektedir. Bu ocakların toplam yıllık blok üretimi 40-50 bin m³ arasındadır (Kuşçu, 1991).

Muğla-Yatağan mermer yatakları halen ülkemizin en çok blok mermer üreten mermer bölgelerinden biri olup üretimde Marmara adası ve Afyon-İscehisar mermerlerinden sonraki sıraya yerleşmiştir.

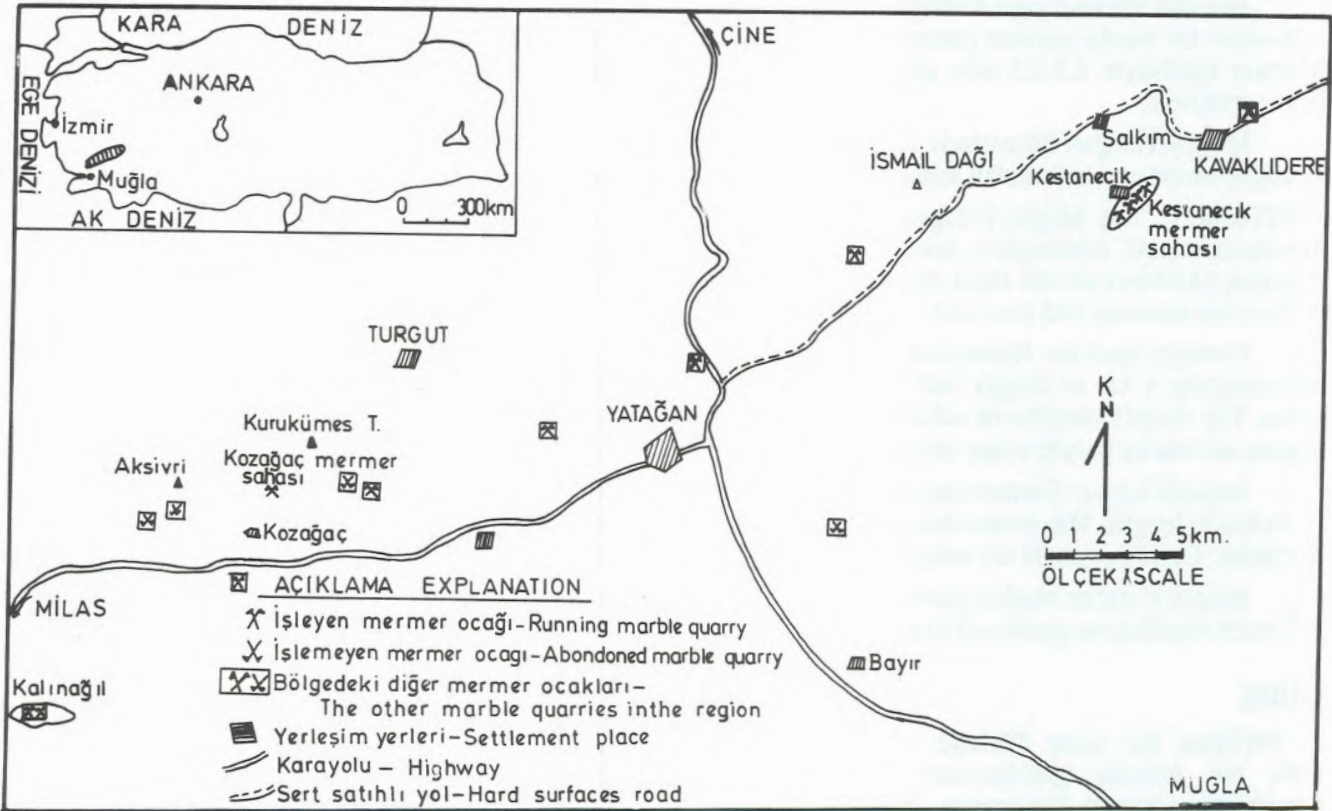
Bu şekilde gerek üretim çokluğu, gerek iç ve dış piyasadaki isteğin artmasına bağlı olarak önemli bir konuma gelen Muğla-Yatağan mermerleri yazarın da ilgisini çekmiş ve Akdeniz Üniversitesi Araştırma Fonunca desteklenen bir proje çerç-

vesinde bölge mermer yatakları araştırma kapsamına alınmıştır.

Bölgede geniş bir yayılım gösteren Muğla-Yatağan mermerlerinin araştırılması arazi gözlem ve ölçümleri ile laboratuvar inceleme ve deneylerine dayandırılmıştır. Arazi gözlemleri sonucu bölge mermerlerinin özelliklerini yansıtabilecek iki ayrı saha Kavaklıdere-Kestanecik ve Kozagaç mermer sahaları detaylı olarak çalışılmıştır.

Bu araştırma ile seçilen mermer sahalarının 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası alınmış, blok verimi için gerekli olan yapısal özellikleri ile kullanımda gerekli olan mineralojik-petrografik ve fiziko-mekanik özellikleri belirlenmiştir. Elde edilen saha verileri ve laboratuvar deneyleri sonucu ortaya çıkan kantitatif ve kalitatif veriler yorumlanarak Muğla-Yatağan mermerlerinin jeolojik ve ekonomik özellikleri ortaya konmuştur.

Muğla Yatağan yöresi mermer yatakları doğrudan konu alan araştırma sayısı yok denecek kadar azdır. Sadece Andolfato (1967) MTA Genel Müdürlüğüne istenilen bir program uyarınca Muğla ili mermer yatakları üzerinde genel bir araştırma yapmıştır. Bölgede genellikle Menderes Masifi üzerinde yapılan genel jeolojik araştırmalar,



Şekil 1 Yer bulduru haritası.

Figure 1 Location map.

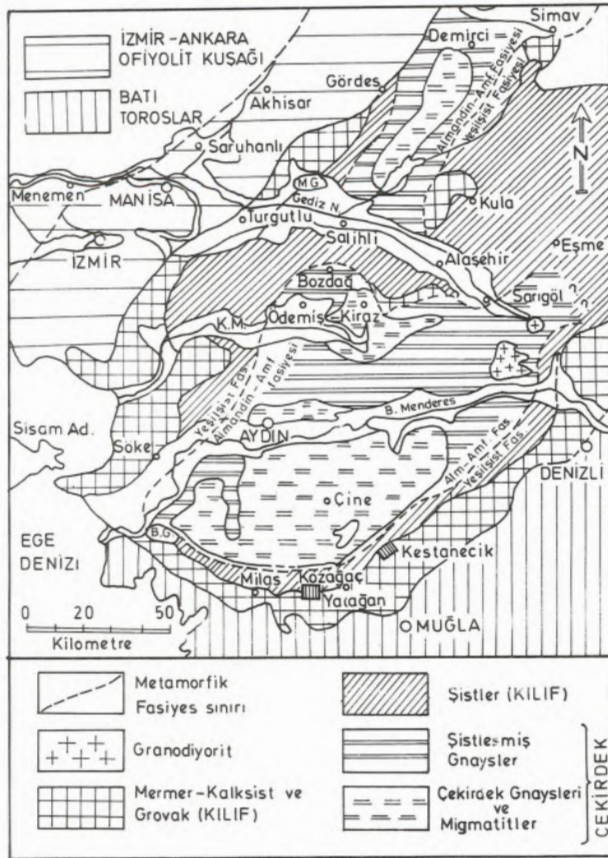
Yatağan kömürleri ve boksit ile zımpara yatakları üzerine olan araştırmalar yoğunluk kazanmıştır. Bölgeyle ilgili olarak Dora (1975), Başarır (1970), Boray ve diğ., (1975), Çağlayan ve Diğ., (1980), Wippem (1965) ve Orhan ve Yılmaz (1987)'in yaptığı araştırmalar Genel jeolojik ve Maden jeolojisi amaçlı incelemelerdir.

YATAĞAN MERMERLERİ

Araştırılan bölgede, başlıca dört farklı stratigrafik düzeyde değişik renk ve desende mermer yatakları bulunmaktadır (şekil 1). Bu sahalar önem sırasıyla;

- Yatağan-Kavaklıdere-Kestanecik mermerleri
- Yatağan-Kozağaç mermerleri
- Milas-Kalınbaşlı mermerleri
- Diğer mermer yatakları olmak üzere 4'e ayrılabilir.

Yukarıdaki yataklardan yayılımları ve üretimleri ile ilk ikisi çok daha önemli olup makale



Şekil 2 Menderes Masifi'nin Metamorfik Birimleri (Dora, 1975'den).

Figure 2 Metamorphic units of the Menderes Massif (From Dora, 1975).

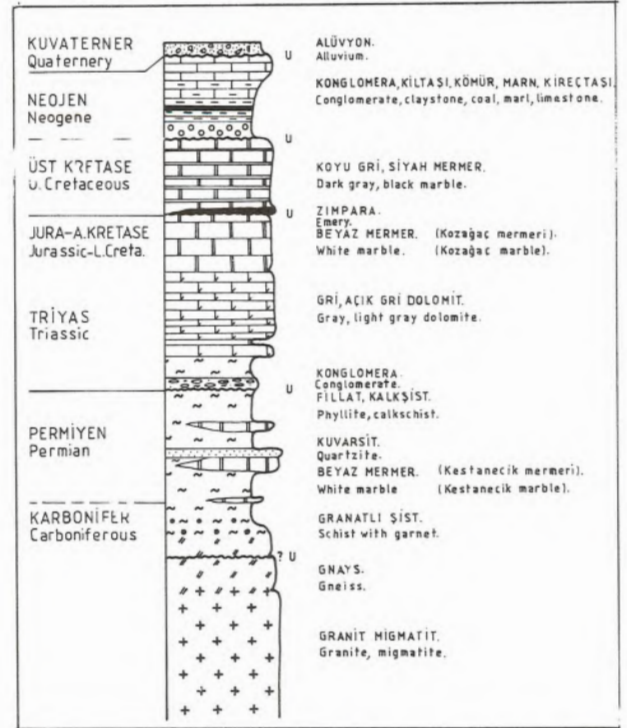
kapsamında bunların üzerinde durulacaktır. Milas-Kalınbaşlı yöresi mermerleri Ege Bordo olarak bilinir. Ege Bordo sert olması, yurt içi talebinin az olması nedenleriyle ancak birkaç bin m³lük bir üretime erişebilmektedir. Diğer mermer yatakları kapsamında da ilk üç mermer yatağının bulunduğu stratigrafik konumdan farklı düzeylerde bulunan gri, gri-beyaz-siyah bantlı, yeşil renkli mermer düzeyleri de bölgede bulunmakta, ancak bu sahalar ya yeni yeni işletmeye alınmakta ya da henüz farkedilmemiş mermer sahaları olarak beklemektedir.

Söz konusu edilen tüm bu mermer yatakları Menderes Masifinin örtü şistleri içerisinde farklı düzeylerde bulunmaktadır (şekil 2 ve 3).

GENEL JEOLÖJİK KONUM

Araştırılan alanda Menderes Masifine ait birimler yüzeyler. Üzerinde önemle durulan ve makalenin konusu olan Kavaklıdere-Kestanecik ve Yatağan-Kozağaç mermerleri Menderes Masifinin örtü şistleri içerisinde birbirlerine göre farklı düzeylerde bulunurlar (şekil 2).

Menderes Masifi önceki araştırmalara göre



Şekil 3 Muğla-Yatağan yöresi Mermer Yataklarının Stratigrafik konumunu gösterir sütun kesit (ölçeksiz).

Figure 3 Columnar section showing the stratigraphic positions of marble deposits of Muğla-Yatağan around (not in scale).

çekirdekten dışa doğru granit, migmatit, gnays, mikaşist ile grovak, kuvarsit ve mermerlerden meydana gelen bir kılıftan oluşmuştur (Ayan, 1973; Dora, 1975; Boray ve diğ., 1975).

Bu masifin çekirdek kısmı Alt Paleozoyik; Şist-kılıf serileri Üst Paleozoyik (Permo-Karbonifer) ve mermerlerin alt düzeyleri Permiyen ortası, Triyas-Liyas ve Üst seviyeleri Üst Kretase yaşındadır (Ketin, 1983).

Yukarıdaki stratigrafik istifin yaşlandırılmasına göre Kavaklıdere-Kestanecik mermerleri Permo-Karbonifer yaşındayken, Kozagaç mermerleri Jura-Alt Kretase yaşındadır (Çağlayan ve diğ., 1980).

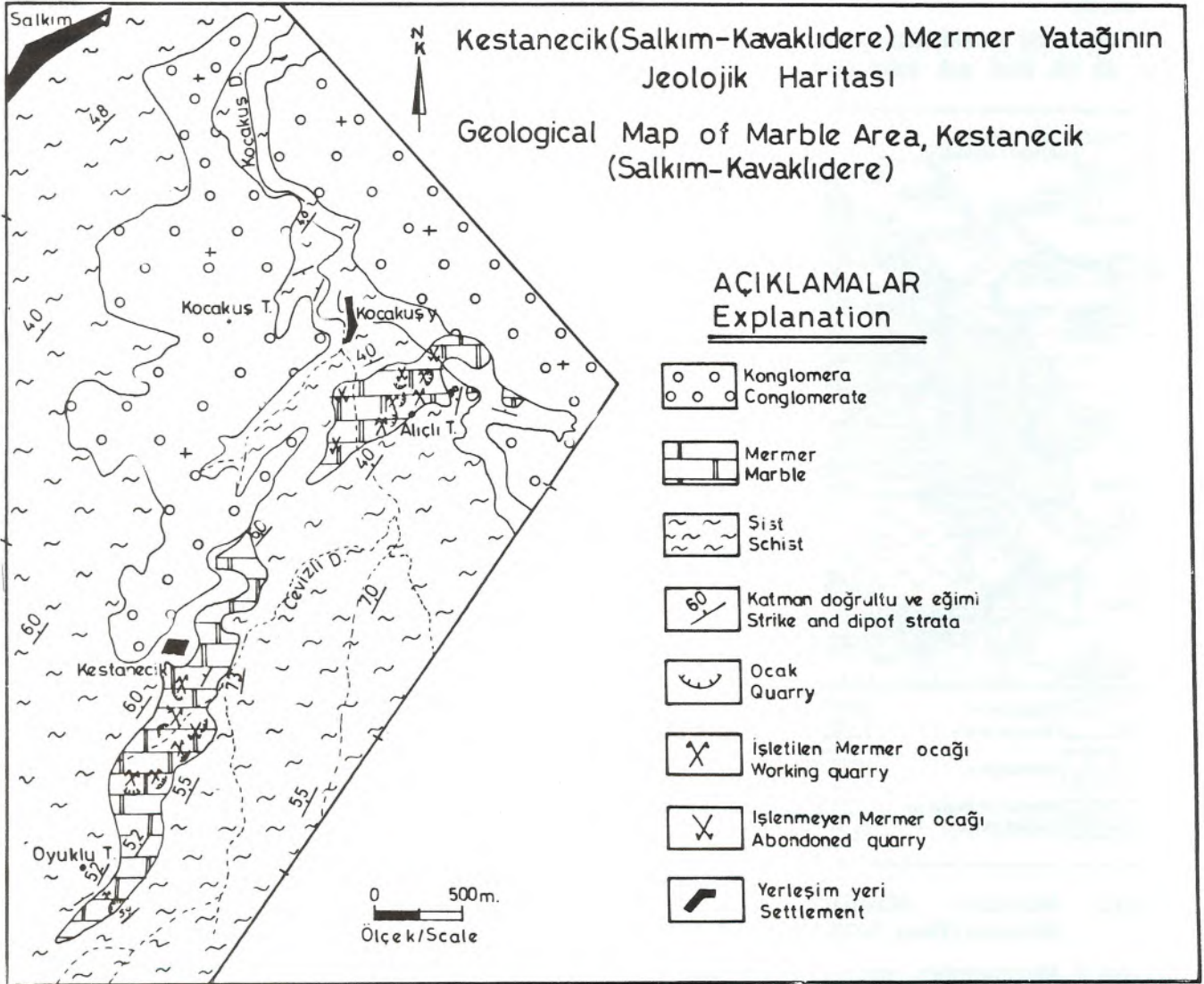
Bölgede tüm bu birimler üzerine açılal uyumsuzlukla gelen karasal kökenli Neojen oluşukları

bulunduğu bölgeye göre sıkça değişim gösteren beyaz pembe renkli çakıltası, kumtaşı, kil ve marn aralanmasından oluşmuş tortul kaya birimleriyle temsil edilir (Çağlayan ve diğ., 1980).

KESTANECİK MERMERİNİN JEOLJİK KONUMU

Kestanecik mermeri Yatağan'ın 25 km kuzey-doğusunda şist ve kuvarşistlerden oluşan metamorfik serilerin arasında bir mercek şeklinde bulunur (Şekil 3-4). Tüm bu birimleri Neojen yaşlı konglomeralar açılal bir uyumsuzlukla üstler. Neojen konglomeraları bütünüyle altta bulunan metamorfik kayalardan türemiş çakıl bileşenlerinden oluşur.

Kestanecik mermeri şistler içerisinde KD-GB doğrultusunda biri 2600 m, diğeri 1300 m uzanır



Şekil 4 Kestanecik Mermer Sahasının jeolojik haritası.

Figure 4 Geological map of the Kestanecik Marble area.

sahip iki ayrı mercek halinde bulunur. Aslında bu iki mercek birbirlerinin devamı halindedir. Yöre mermerleri ortalama K 30°D, 50° KB konumlu ve 50-150 m arasında bir kalınlığa sahiptir. Mermerlerin yüzeylediği bölgede şistler gri, yeşil bordo renkli iken Kestanecik mermeri genelde beyaz, grimsi beyaz renklidir. Bu genel rengin yanısıra rodokrosit damarlarından dolayı, mermer beyazımsı bir doku içerisinde siyah ve leylak renklerinin egemen olduğu ağsal bir yapı oluşmuştur.

KOZAĞAÇ MERMERİNİN JEOLJİK KONUMU

Kozağaç mermeri Yatağan yöresinde Milas-Tuzabat'tan-Kavaklıdere'ye kadar uzanan bir bölgede Batı'dan Kuzeydoğu'ya doğru yaklaşık 40 km uzunluğundaki bir zonda yay şeklinde uzanır. Menderes Masifinin hemen hemen en üst kesimindeki birimleri oluşturan mermerlerin yersel stratigrafik konumu Şekil 2'deki gibidir.

Kozağaç Köyü'nün Kuzey'inde D-B, 50°-70° G konumlu olan mermerler orta ile çok kalın katmanlanma sunarlar. Kozağaç mermeri bazı bölgelerde ise oldukça masif durumda görülmektedir. Ancak masif görüldüğü bölgelerde yer alan diğer birimlerin jeolojik konumları göz önüne alındığında mermer katman doğrultularının KD-GB konumlu

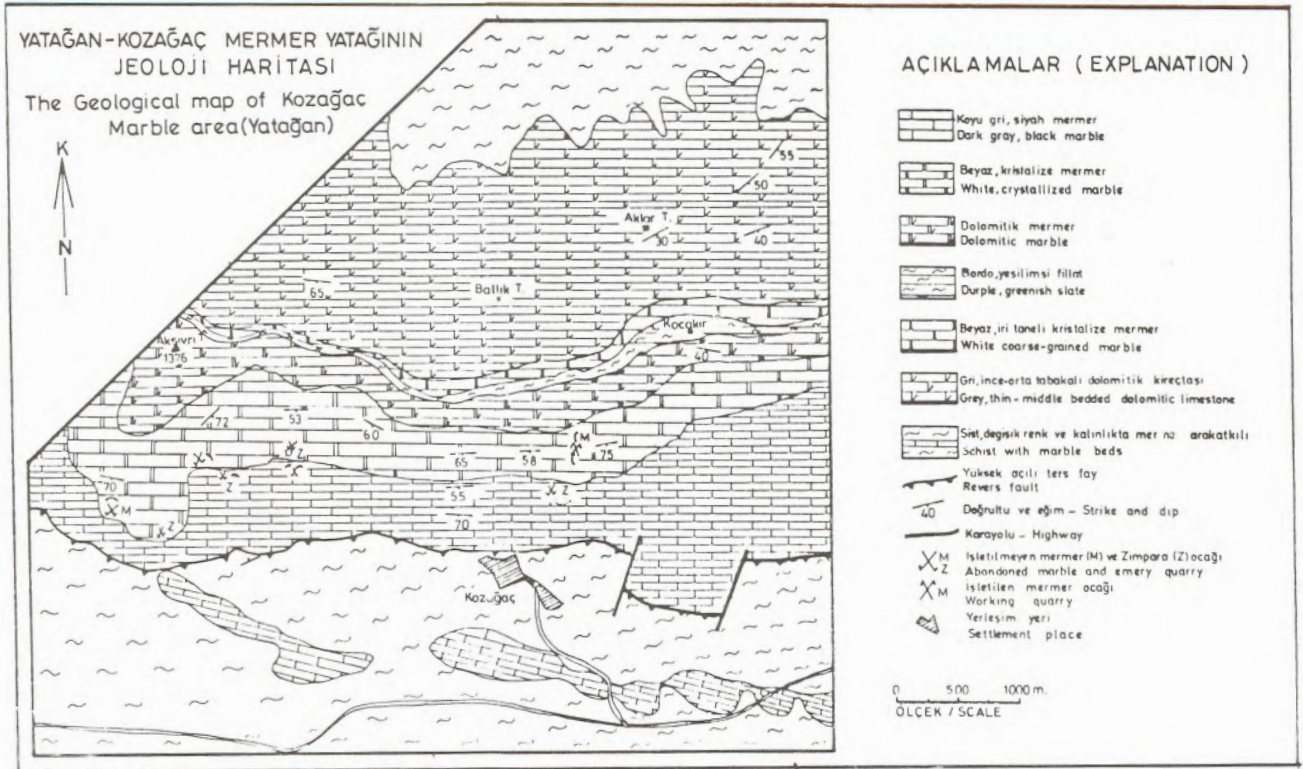
olması beklenmektedir.

Kozağaç yöresinde beyaz renkli, kristalize ve iri taneli mermerlerin tabanında ince taneli kristalize dolomit yada dolomitik mermerler bulunurken, üzerinde koyu gri, siyah mermerler bulunur (Şekil 5). İnceleme alanında Kozağaç mermerinin üst düzeylerinde yersel olarak zımpara yatakları bulunur. Bu zımparalı düzey Kozağaç mermeri için bölgenin her yerinde bir klavuz düzeydir. Neojen yaşlı çökeller alttaki tüm yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla üstler.

MERMERLERİN RENKLERİ VE RENKLERİ ETKİLEYEN FAKTÖRLER

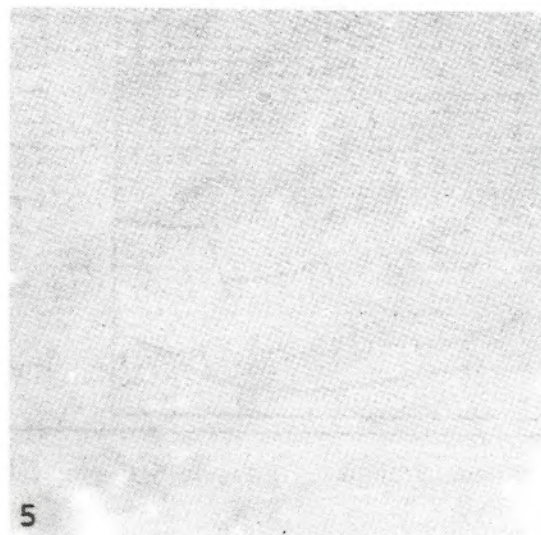
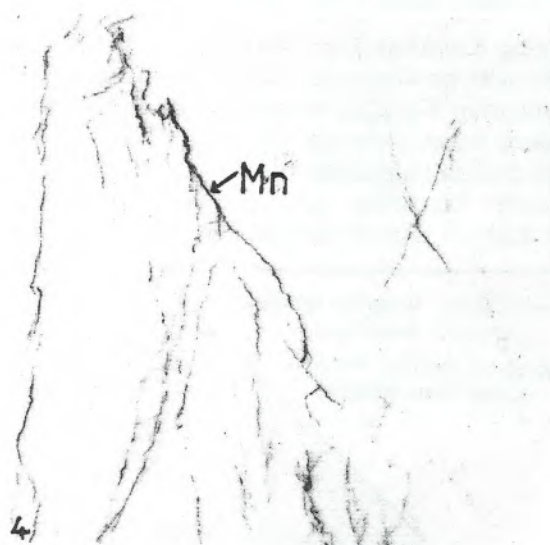
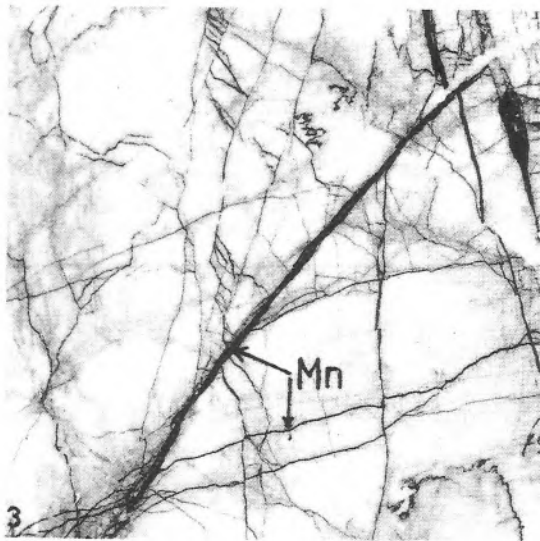
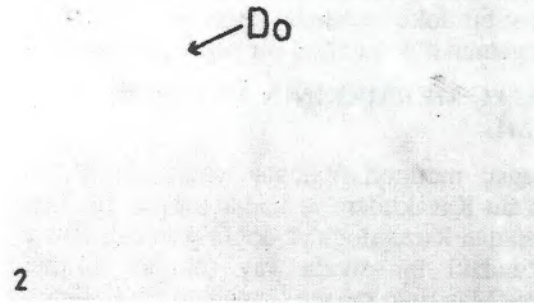
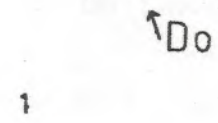
I - Kestanecik mermeri

Kestanecik mermerinin rengini kalsit ve dolomit mineralleri dışında etkileyen en önemli unsur içerisinde bulunan mangan mineralleridir. Değişik kalınlıklardaki siyahımsı mor ve leylak renkli rodokrozit, manganokalsit ve piroluzit damarları mermeri değişik yönlerde ve değişik oranlarda kat ederek onun rengini etkilerler. Kestanecik mermerinde sadece kalsit ve dolomit mineralleri bulunuyorsa egemen renk grimsi beyaz olmaktadır (Levha 1, Foto 1). Dolomit mineral damarlanmaları ve kümelenmeleri ise grimsi beyaz doku



Şekil 5 Kozağaç Mermer Sahasının Jeolojik haritası.

Figure 5 Geological map of the Kozağaç Marble area.



içerisinde süt beyaz renklenmeler kazanmaktadır (Levha 1, Foto 2). Piroluzit, mangano-kalsit ve rodokrosit mineral damarlanmaları mermer içerisinde sıkça bulunuyorsa mermerde leylak rengi egemen olmaktadır (Levha 1, Foto 3). Bunlar bir kaç damar halinde bulunuyorsa bu kez damarlı bir doku ortaya çıkmaktadır (Levha 1, Foto 4). Böylece kalsit, dolomit ve manganerz mineralleri Kestanecik mermerlerinde başlıca renk verici unsurlar olarak kendini göstermektedir. Bu minerallerin mermer içerisinde bulunabilme oranına bağlı olarak da piyasada Kestanecik mermerleri değişik ticari isimlerle anılır ve aranılır. Bunlar;

1 - Milas beyaz (% 95 kalsit % birkaç dolomit)

2 - Milas sedef (% 95 kalsit % birkaç dolomit ancak yarı saydam)

3 - Milas damarlı (Mermerde % 5'e varan oranlarda mangano kalsit, piroluzit damarları)

4 - Milas leylak (Mermerde, ağsal ve çok sık mangano kalsit, rodokrosit, piroluzit damarlanması).

olarak bilinirler.

LEVHA 1

- Foto 1 Kestanecik beyaz mermeri.
Do: Dolomit damarları
- Foto 2 Kestanecik sedef mermeri
Do: Dolomit
- Foto 3 Kestanecik leylak mermeri.
Mn: Manganokalsit, rodokrosit, piroluzit damarları
- Foto 4 Kestanecik damarlı mermeri.
Mn: Manganokalsit, rodokrosit, piroluzit damarları
- Foto 5 Kozağaç beyazı

PLATE 1

- Photo 1 Kestanecik white marble.
Do: Dolomite Veins
- Photo 2 Kestanecik royal white marble.
Do: Dolomite
- Photo 3 Kestanecik lillac marble.
Mn: Manganocalcite, rhodocrosite, pyrolusite veins
- Photo 4 Kestanecik veined marble.
Mn: Manganocalcite, rhodocrosite, pyrolusite veins
- Photo 5 Kozağaç white marble.

II - Kozağaç mermeri

Kozağaç mermeri bütünüyle kalsit minerallerinden oluşmuş olup renk kalsitten kaynaklanmaktadır. Mermerin rengi beyaz ve grimsi beyazdır (Levha 1, Foto 5).

MERMERLERİN MİNERALOGİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Yatağan-Kestanecik mermerinin ince kesitlerinin incelenmesiyle, mermerin kalsit, dolomit ve manganerz minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir. Manganerz mineralleri damarlar halinde ve yer yer saçınımlı olarak bulunurlar. Mermerler egemen olarak granoblastik dokuludur (Levha 2, Foto 1, 2, 3, 4).

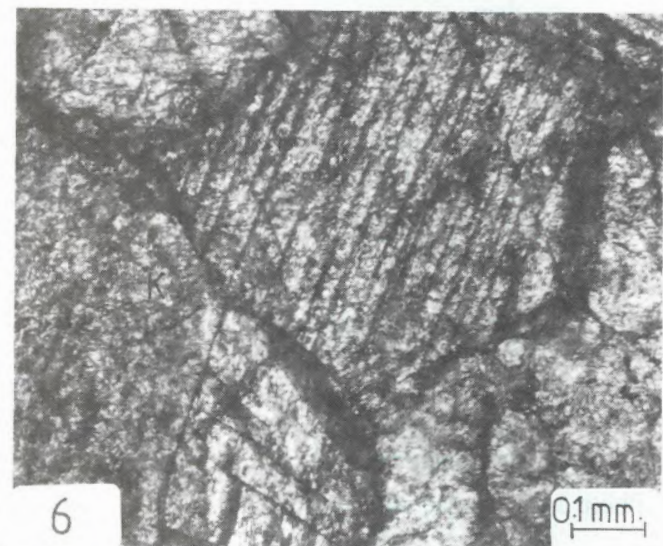
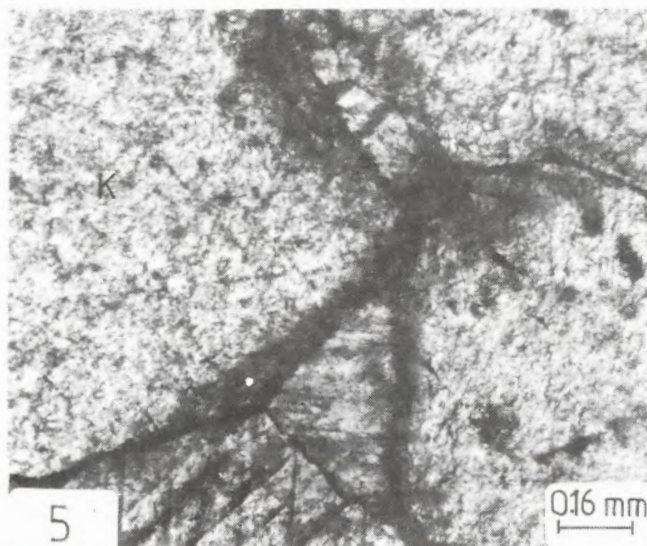
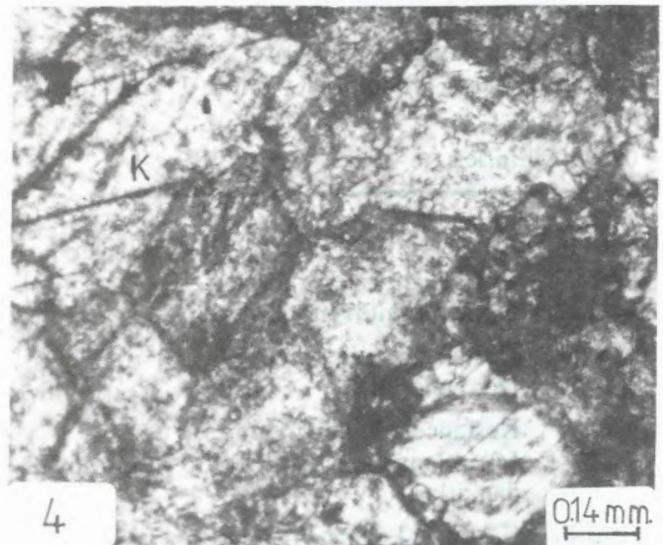
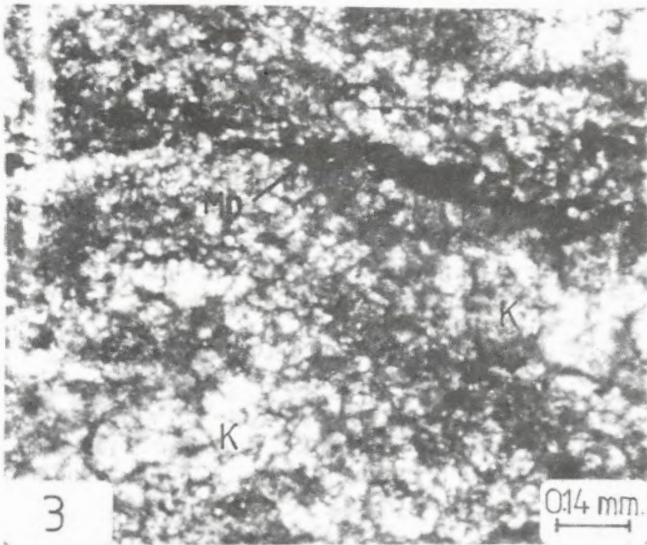
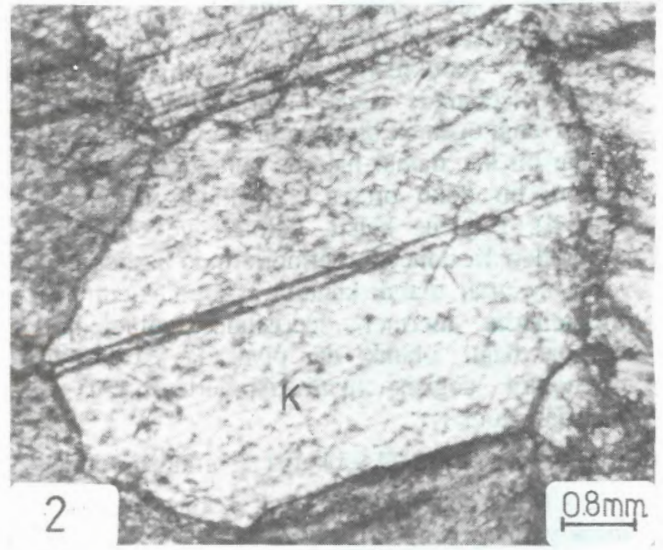
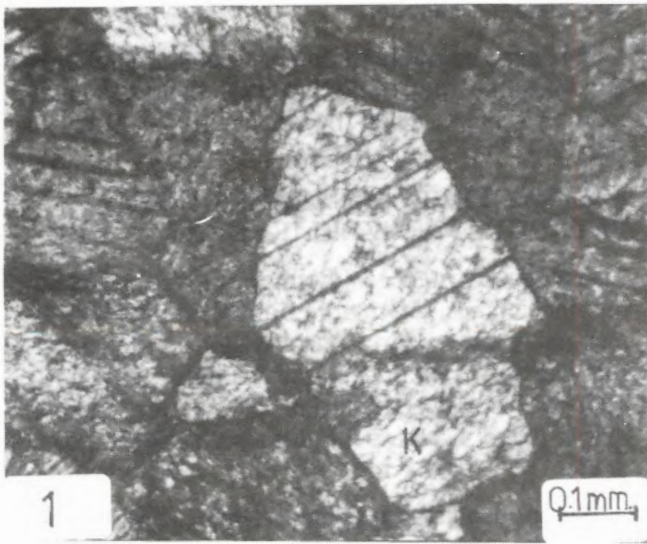
Mermeri oluşturan kalsit, dolomit kristallerinin boyutları 0.6 mm ile 1.2 mm arasında değişmektedir. Ancak tane boyu dağılımının genelde 0.6-0.7 mm dolayında olduğu saptanmıştır (Levha 2, Foto 1, 2, 3) Manganokalsit mineralleri de kalsit kristalleriyle eş boyutlarda izlenmiştir. Manganerz kristallerinin boyutları 25-200 mikron arasında değişmektedir. Manganerzli, mangano kalsit ve rodokrositli damar kalınlıkları 25-100 mikron arasında değişim gösterir (Levha 2, Foto 3). Bütün bunlarla birlikte arazi ölçeğinde manganlı damarların kalınlığının bir kaç cm ile bir kaç on cm olduğu gözlenmiştir.

Kozağaç mermerini oluşturan kalsit tanelerinin boyutları Kestanecik mermerine göre daha iridir. İki ayrı düzeyden alınan örneklerin birinde genel olarak kalsit kristal boyutunun 1-2 mm arasında değiştiği gözlenmekle birlikte daha küçük ve daha büyük tane boyutlarının da varlığı saptanmıştır. Diğer örnekte de kalsit tanelerinin benzer boyutlu olduğu saptanmakla birlikte tane boyutlarının biraz daha büyük olduğu ve 1.5-2.5 mm arasında dağılım gösterdikleri belirlenmiştir (Levha 2, Foto 5, 6).

Doğan ve diğerlerinin (1983) mermerler için tane boyu temeline dayandırmış oldukları sınıflandırma kullanılarak, Kestanecik mermerinin kaba taneli, Kozağaç mermerinin ise çok kaba taneli olduğu saptanmıştır.

MERMERLERİN KİMYASAL BİLEŞİMİ

Kestanecik ve Kozağaç yörelerinden alınan mermer örneklerinin kimyasal analizleri Göltaş A.Ş. kimya laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Kestanecik mermerinin ticari isimlendirilmesine ve farklılaşmasına uygun olarak alınan örnekler ayrı ayrı analiz edilmişlerdir. Ancak leylak ve



damarlı mermerler arasında damar sıklığı açısından bir fark olduğundan sadece leylak örneği analiz edilmiştir. Kozağaç mermerinden alınan 2 ayrı örnek 01 ve 02 ve Kozağaç mermer düzeyinin üzerinden koyu gri mermer (03), altında bulunan dolomit düzeyinden (04) analiz edilmiş ve sonuçların tümü Tablo 1 de verilmiştir.

LEVHA 2

- Foto 1 Kestanecik beyaz mermeri.
Kaba taneli ve granoblastik dokulu
K: Kalsit
- Foto 2 Kestanecik sedef mermeri.
Kaba taneli
K: Kalsit
- Foto 3 Kestanecik leylak mermeri.
K: Mn'ca kirletilmiş kalsit ve dolomit kristalleri
- Foto 4 Kestanecik leylak mermeri.
Kaba taneli ve granoblastik dokulu
K: Kalsit
- Foto 5 Kozağaç beyaz mermeri.
Çok kaba taneli ve granoblastik dokulu
K: Kalsit
- Foto 6 Kozağaç beyaz mermeri.
Çok kaba taneli ve granoblastik dokulu
K: Kalsit

PLATE 2

- Photo 1 Kestanecik white marble.
Coarse-grained Calcite (K) and granoblastic texture
- Photo 2 Kestanecik royal white marble.
Coarse-grained calcite (K)
- Photo 3 Kestanecik lillac marble.
Mn: Pyrolusite vein,
K: Calcite and dolomite crystals contaminated with Mn
- Photo 4 Kestanecik lillac marble.
Coarse-grained calcite (K) and granoblastic texture
- Photo 5 Kozağaç white marble.
Very coarse-grained calcite (K) and granoblastic texture
- Photo 6 Kozağaç white marble.
Very coarse-grained calcite (K) and granoblastic texture

Tabloda verilen örneklerdeki 03 ve 04 henüz üzerinde faaliyet gösterilmeyen mermerleri temsil etmektedir. Analiz sonuçları incelendiğinde mermerlerin mineralojik bileşimlerine uygun kimyasal bileşimler ortaya çıkmıştır. Mikroskop ve analiz sonuçları uyusmuştur. Sadece sedef ticari isimli örnekte % de bir kaçlara ulaşan dolomit damarları gözlenmişken analiz sonuçlarında MgO beklenenden az bulunmuştur. Bunun nedeni, büyük bir olasılıkla numunenin dolomit açısından zayıf bir kesiminden analiz yapılmış olmasıdır. Pettijohn (1975) sınıflamalarına göre Ca/Mg oranı 1.5-1.7 arasında, MgO oranı % 19.5-21.6 ise veya MgCO₃ oranı % 41-45.4 mertebesinde bu kayaç dolomittir. Buradan hareketle yapılan kimyasal analizler sonucunda 04'ün dolomit olduğu, Leylak örneğinin de dolomitik mermer olduğu görülmüştür.

MERMERLERİN FİZİKO-MEKANİK ÖZELLİKLERİ

Araştırma yapılan mermerler üzerinde Türk Standartları Enstitüsünün TS 699'a göre bir kısım deneyler yapılmış ve TS 1910 ile TS 2513 ilkelerine göre yorumlanmıştır.

Fiziksel özellikler

Mermerin görünüşü: Kestanecik mermeri içerisindeki manganokalsit, rodokrozit ve piroluzit damarlarının yokluğuna yada sıklığına bağlı olarak değişik desenlemelere sahiptir. Böylece aynı yataktan farklı isimler altında mermerler üretilmektedir. Bu damarlar mermere herhangi bir olumsuzluk getirmemekte aksine yararlı olmaktadır.

Kozağaç beyaz mermeri, tek düze bir görünüm sergiler. Yer yer mermerde gri bulutlanmalar gözlenir. Her iki mermerde de arazi ölçüğünde ortaya çıkan olumsuzluklar (karstik boşluklar ayrılmış kesimler vb.) blok düzeltimi esnasında giderilmekte ya da böyle olanlar pasaya bırakılmaktadır.

Diğer fiziksel özellikler: Kestanecik ve Kozağaç mermerlerinin fiziksel özellikleri ve TS 1910 da istenilen sınır değerleri Tablo 2'de verilmiştir. Tablonun incelenmesiyle mermerler için elde edilen değerlerin TS 1910 ilkelerine uygun olduğu görülecektir.

Mekanik özellikler

Mermerler üzerinde yapılan deneylerden elde edilen sonuçlar ile mermer kataloğundan (İMMİB, 1990) alınan sonuçların ve TS 2513 de sınır değerler karşılaştırmalı olarak Tablo 2 de sunulmuştur. Mermerlerin mekanik özelliklerinin TS 2513 te belirtilen ilkelere uyduğu saptanmıştır.

Bileşim Composition	KESTANECİK			KOZAĞAÇ			
	Beyaz White	Sedef R. White	Leylak Lillac	01 Beyaz White	02 Beyaz White	03 Koyugri Darkgray	04 Bej Cream
SiO ₂	0.10	0.10	0.11	0.05	0.10	0.19	0.73
Al ₂ O ₃	-	0.10	0.60	0.40	0.07	0.10	1.30
Fe ₂ O ₃	-	0.20	0.60	0.05	0.05	0.25	0.40
CaO	54.45	55.30	42.30	55.10	54.50	54.35	31.75
MgO	1.81	0.63	11.10	0.57	1.01	1.13	21.38
Ateşte Kayıp Loss of ignition	43.48	43.31	44.93	43.34	43.43	43.65	45.78
Toplam Total	99.84	99.64	99.64	99.51	99.16	99.67	101.34

Tablo 1 Yatağan Mermerlerinin Bileşimi.

Mermerlerinin Kimyasal

Table 1 Chemical composition of the Yatağan marbles.

		I	S	YB	L	K	SD
Özgül Kütle Density	gr/cm ³ gr/cm ³	2.74	2.72	2.73	2.82	2.74	-
Bir. Hacim Ağır. Unit Volume	gr/cm ³ gr/cm ³	2.72	2.70	2.72	2.80	2.73	>2.55
Gözeneklilik Porosity	% %	0.20	0.70	0.40	0.93	0.40	>2.55
Görünen Porosite Effective Porosity	% %	0.70	0.14	0.57	0.61	0.41	-
Ağırlıkça Su Emme Water Absorption by Weight	% %	0.10	0.05	0.21	0.09	0.17	<0.75
Hacimce Su Emme Water Absorption by Volume	% %	0.20	0.15	0.82	0.28	0.41	-
Doluluk Oranı Ratio of Fulnes	% %	99.30	99.30	99.60	99.20	99.63	-
Kaynar suda su emme ağırlıkça Water Absorption at Boiling Water by Weight	% %	0.10	-	-	-	0.33	-
Sertlik Hardness	Mohs Mohs	3	3	3.5	3.5	3	-
Basınç Dayanımı Compressive Strength	kgf/cm ² kgf/cm ²	1019	580	948	569	509	>500

S: Sedef, YB: Yatağan beyazı, L: Leylak, K: Kozağaç beyazı, SD: TS 1910'a göre bazı sınır değerler, I: Kestanecik mermeri için mermer kataloğundaki özellikler (İMMİB, 1990).

Tablo 2 Kestanecik ve Kozağaç Mermerlerinin bazı fiziko-mekanik özellikleri.

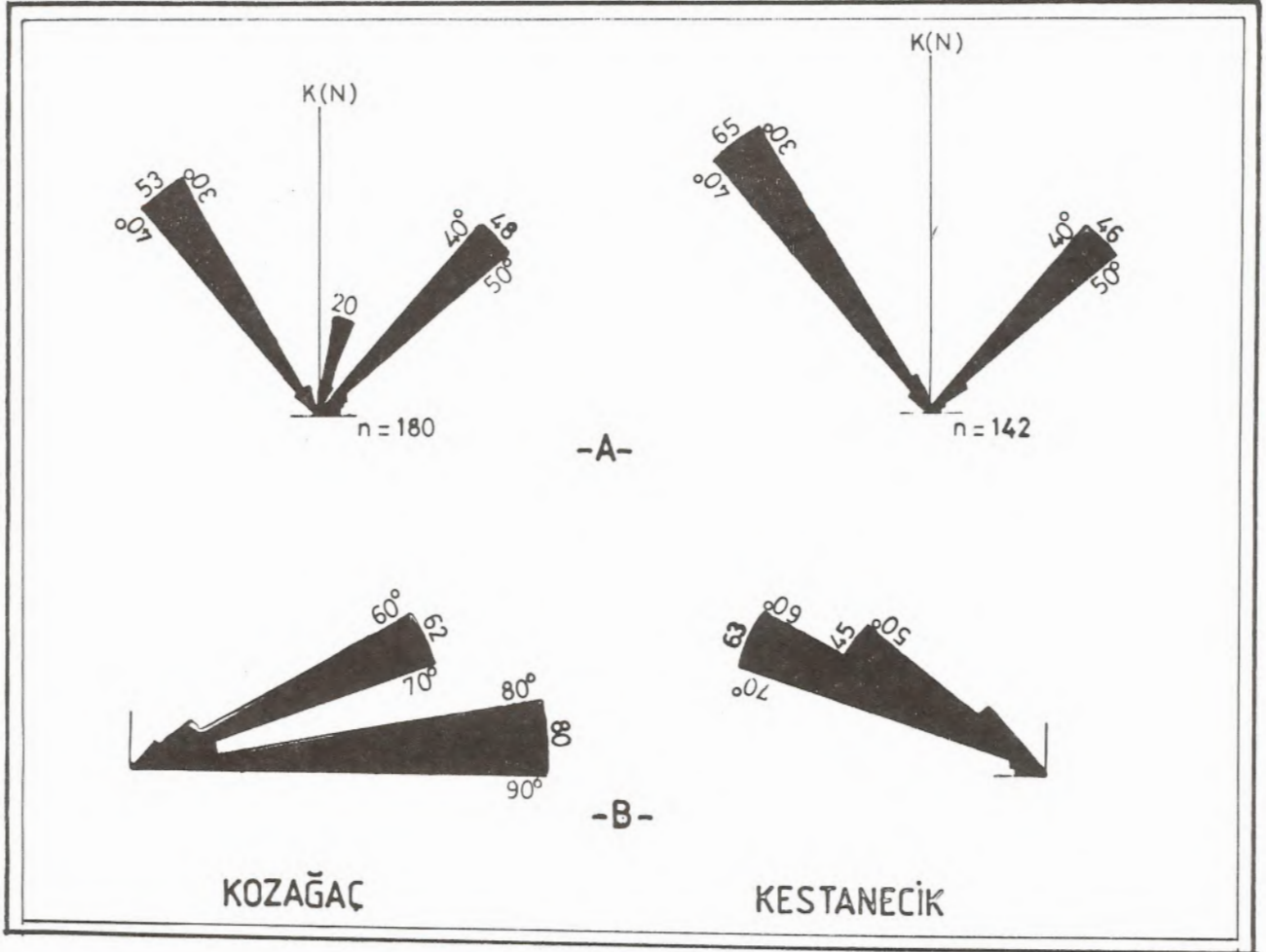
Table 2 Some physicommechanical properties of the Kestanecik and the Kozağaç marbles.

YAPISAL UNSURLAR VE MERMER SAHALARININ BLOK DURUMU

Kestanecik mermeri: Bölgede yer alan mermerler genelde kalın-orta katmanlıdır. Süreksizlikler arasındaki mesafeler katmanlanma ve çatlaklara göre değişmektedir (Şekil 6). Bölgedeki iki ana eklem takımından K 50°D, 80° GD konumlu olanlar arasındaki mesafeler 30 cm ile 4 m arasındadır (Şekil 7). K 25° B, 70° KD konumlu olanlar arasındaki mesafeler ise 20 cm ile 3 m arasında ölçülmüştür (Şekil 7). Deere'in (1963) yapmış olduğu çatlak ara uzaklığı sınıflaması saha-ya uygulandığında Kestanecik mermerlerinin seyrek çatlaklı olduğu belirlenmiştir. Bu yörede K 15°-25° D, 40°-45° KB konumlu olan katmanların kalınlıkları 2 m'ye ulaşmaktadır. Bu şekilde süreksizliklerin aralarındaki mesafelerin büyük ve eğim yönlerinin de uygun olmasının yanısıra, bu bölgede mermer blok boyut ve veriminin fazla olduğu saptanmıştır (Şekil 6). Topoğrafyada yapı-

lan gözlem ve ölçümlerle eklemsiz bir yüzeyin 16 m² lik bir alana ulaştığı (Foto 1), bu şekilde bölgede eklemeler arasındaki geniş yüzeylerin sık olduğu belirlenmiştir. Bu eklemsiz geniş yüzeyler sahadan 9-10 m³ e kadar, hatta daha büyük hacimler de blok alınmasına olanak tanınmasına rağmen işletme tekniği nedeniyle bölgeden alınan blok boyutlarının hacimleri genelde 3-5 m³ arasında değişir.

Kozağaç mermeri: Kozağaç yöresinde yer alan mermerler de genelde kalın-orta katmanlı ve yer yer masif görünümlüdür. Süreksizlikler arasındaki mesafeler egemen eklem takımlarına bağlı olarak değişmektedir (Şekil 6). Kozağaç mermer sahasında K 15°D, 75°GD ve K70°-80° B, 50°-60° GB konumlu iki egemen eklem takımı ile K 80° D, 75° GD konumlu katmanlanmalar başlıca süreksizliklerdir (Şekil 7). Eklem takımlarının her ikisinde de eklemeler arası mesafeler 40 cm ile 300 cm arasında değişmektedir. Deere'in (1963) çatlak ara uzaklığına göre kayaçları sınıflamasından Kozağaç



Şekil 6 Çatlakların doğrultu (A) ve eğim (B) miktarlarını gösterir gül diyagramları.

Figure 6 Rose diagrams showing strikes (A) and dips (B) amount of joints in the Kestanecik and the Kozağaç marbles area.



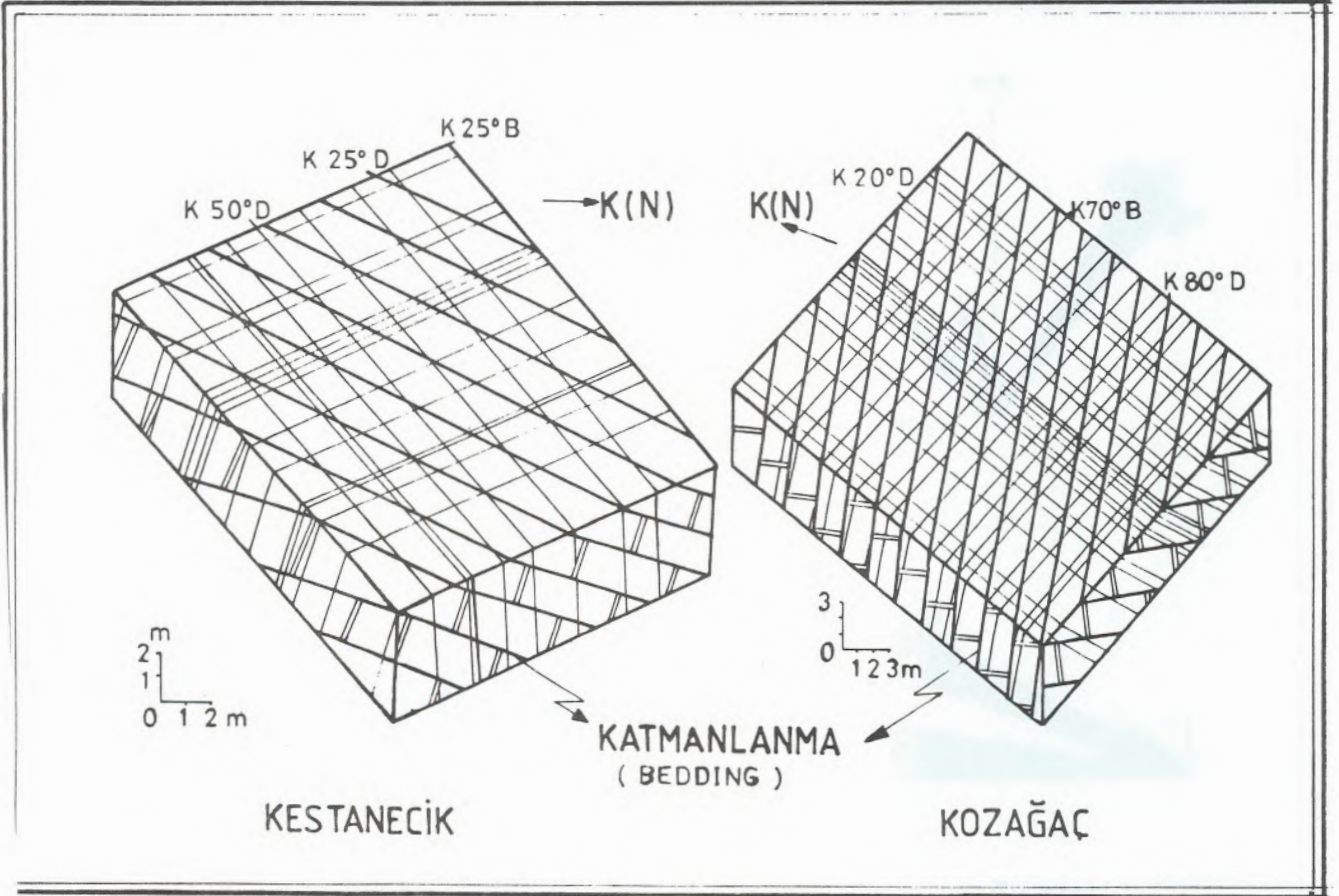
Foto 1 Büyük blok verebilecek bir mermer most-rası (A), Kestanecik sahası.

Photo 1 A marble outcrop (A) that can give a big block, in Kestanecik area.

bölgesindeki mermerlerin seyrek çatlaklı olduğu saptanmıştır. Ancak K 70°-80° B doğrultulu olan eklemler daha seyreklerdir (Şekil 7). Kozağaç mermerlerinde katman kalınlıklarının 1.5-2.5 m arasında olduğu belirlenmiştir. Blok veriminde etken olan çatlakların seyrek, katmanlanmanın kalın oluşu bu sahada 40-50 m³ e ulaşan blokların alınmasına olanak tanımıştır. Mermerin mostrada eklemsiz olarak 20 m² genişliğinde yüzeyler verdiği ölçülmüştür (Şekil 7, Foto 2). Kozağaç mermer sahası Kestanecik sahasına göre daha büyük hacimli bloklar vermektedir.

SONUÇLAR

Muğla-Yatağan yöresinde farklı düzeylerde değişik renk ve desende mermerler bulunmaktadır. Menderes masifinin örtü şistleri içerisinde bulunan bu mermerlerden Permien yaşlı Kestanecik ve Jura-Alt Kretase yaşlı Kozağaç mermerleri kalite, rezerv ve üretimleri ile önemlidirler.



Şekil 7 Kestanecik ve Kozağaç Mermer saha-larında ölçülen süreksizliklerin konumu-nu gösteren diyagramlar.

Figure 7 Diagrams showing positions of meas-ured discontinuities in the Kestanecik and the Kozağaç marbles.

Kestanecik mermeri şistler içerisinde merccek şekilli olarak bulunur ve doğrultusu boyunca 4 km'lik bir uzanıma sahiptir. Beyaz ve mor renklemeler veren Kestanecik mermeri kaba taneli bir doku gösterir. Kozağaç mermeri beyaz ve grimsi beyaz renklidir. KD-GB doğrultusunda kilometrelerce devamlılık gösteren Kozağaç mermeri çok kaba taneli bir dokuya sahiptir.

Her iki mermer sahasında; mermerlerin kalın katmanlı ve seyrek eklemli oluşları nedeniyle, büyük boyutlu (~ 10 m³) blokların alınabileceği belirlenmiş ve işletilen ocaklardan da bu boyutta mermer bloklarının sıkca alındığı gözlenmiştir.

Kestanecik ve Kozağaç mermerlerinin her ikisi de; fiziko-mekanik, teknolojik ve diğer özellikleri ile iç ve dış piyasada çeşitli amaçlarla kullanıma uygundur. Nitekim Muğla-Yatağan yöresi mermerleri renkleri, özellikleri ve üretimlerindeki düzenlilikleri nedeniyle artan bir taleple istenmektedirler.



Foto 2 Eklemsiz, büyük blok verebilecek bir mermer mostrası (B), Kozağaç sahası.

Photo 2 Jointless marble outcrop (B) that can give a big block, in Kozağaç area.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Andolfato, U., 1967, Muğla ili mermer kaynaklarının tetkiki, yataklar, ocaklar ve sanayii: MTA Etüd Arama Raporu.
- Anonim, 1977, Doğal yapı taşları: Türk Standartları Enstitüsü Yayını, TS 2513, 5 s, Şubat, Ankara.
- Anonim, 1987, Tabii Yapı Taşları muayene ve deney metodları: Türk Standartları Enstitüsü Yayını, TS 699, 82 s, Ocak, Ankara.
- Anonim, 1990, Türkiye Mermerleri Kataloğu; İMMİB Yayını, İstanbul.
- Ayan, M., 1973, Gördes Migmatitleri: MTA Dergisi, No. 81, 132-155.
- Pettijohn, E.J., 1975, Sedimentary rocks: Harper International edition, 628 S. New York.
- Başarır, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi: Ege Üniv. Fen Fak. İlimi Raporlar serisi 102, Jeoloji 8. İzmir.
- Boray, A. ve diğ., 1975, Menderes Masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: 50. Yıl Yerb. Kongresi Tebliğleri, 11-21, MTA Yayını, Ankara.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, M.E., Sav, H., Akat, U., 1980, Menderes Masifi Güneyine ait bulgular ve yapısal yorum: Jeoloji Müh. Dergisi, S. 10., 9-17, Ankara.
- Deere, D.U., 1963, Technical Description of Rock Cores for Engineering Purpose: Rock Mech. and Engng. Geol. I, 16-22.
- Doğan, Z., Arda, T., Gürçeşme, İ., 1983, Türkiye Mermer Potansiyeli: I. Uluslararası Mermer Simpozyumu Bildirileri, 102-107, İstanbul.
- Dora, Ö., 1975, Menderes Masifinde alkalifeld-spatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması: T.J.K. Bült., Cilt 18, Sayı 2, Ankara.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış: İTÜ Yayını, Sayı 1259, İstanbul.
- Kuşcu, M., 1991, Muğla-Yatağan yöresi mermer yatakları: Metalmeden, Türkiye İhracat Dergisi, C. 2, Sayı 3, 41-44, İstanbul.

Orhon, Ş., Yılmaz, A., 1987, Kurukümes (Milas) zımpara yatağı arama raporu: Etibank M.A.M. arşiv no. 1268, 11 s. Ankara.

Wippern, J., 1965, Menderes Masifi çevresindeki diasporit ve zımpara yatakları: MTA Derleme no. 3730, 83 s. Ankara.

TRAKYA'DAKİ SENOZOYİK VOLKANİZMASI VE BÖLGESEL YAYILIMI

Cenozoic volcanism in Thrace and its regional distribution

Tuncay ERCAN MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, ANKARA.

ÖZ: Trakya yarımadasında yüzlekler veren ve Üst Eosen'den başlayarak çeşitli evrelerle Pliyosen sonuna değin devam eden Senozoyik volkanitlerinde jeokimyasal çalışmalar yapılmış ve volkanizmanın bölgesel yayılımı araştırılmıştır. Bölgede Üst Eosen-Üst Oligosen arasında yüzlekler veren volkanitler kalkalkalen ve Yüksek Potasyumlu Kalkalkalen nitelikte olup çoğunlukla kabuksal köken ağırlıklıdır ve bir çarpışma zonunda meydana gelmişlerdir. Üst Miyosen'de kabuk ve manto karışımı, şoşonitik nitelikli melez bir volkanizma oluşmuştur. Pliyosen'de ise manto köken ağırlıklı ve alkali nitelikli bazaltik volkanitler meydana gelecek Trakya'daki volkanik evrim tamamlanmıştır.

ABSTRACT: This paper discusses the regional distribution and geochemical characteristics of the Cenozoic volcanism of Thrace that commenced in Upper Eocene continuing intermittently until the end of Pliocene. The volcanic rocks of the region that Upper Eocene-Upper Oligocene aged originated along a collision zone, are of calcalkaline to high potassic calcalkaline affinities. The volcanism of the period of Upper Miocene is originated from, the mantle, with considerable crustal contamination, and they are shoshonitic affinity. A basaltic volcanism originated from the mantle, of alkaline affinity occurred during the Pliocene constituting the final stages of Cenozoic activity in Thrace.

GİRİŞ

Trakya yarımadasında Senozoyik volkanizması, Orta Eosen'den itibaren etkin olmaya başlamış ve bu etkinlik çeşitli evrelerle Pliyosen sonlarına değin sürmüştür. Bölgede çok sayıda genel jeolojik araştırma yapılmasına karşın, salt Senozoyik volkanizmasını konu alan ve volkanik kayaların evrelerini, bölgesel yayılımlarını, petrokimyasal özelliklerini ve kökensel yorumlarını açıklayan araştırmalar yeterli değildir. Bu çalışma ile Trakya'daki bazı volkanik kayaların petrokimyasal özelliklerinin belirlenmelerinin yanısıra volkanizmanın bölgesel yayılımı da ele alınmaktadır.

GENEL BİLGİLER

Trakya'da Senozoyik volkanizması, ilk kez Orta Eosen sonlarına doğru Gelibolu çevresinde yüzlekler vermiştir. Yeşil ve vişne renkli andezitik ve dasitik tüfler eşyaşı çökel kayalarla arakatlı olarak, lavlar ise yer yer küçük siller şeklinde izlenirler (Şekil 1). Kopp (1964) Gelibolu volkanitlerinin Üst Eosen yaşlı olduklarını belirtmiş ve onları

alttan üste doğru "Kömürtepe andezit ve tüfleri", "Kavaklık andeziti", "Uçaktepe tüffiti", ve "Kocakuş tüffiti" olmak üzere ayırtlamıştır. Önal ve Yılmaz (1983), volkanitlerin Üst Eosen yaşlı olduklarını belirterek, tanımlamış oldukları fliš nitelikli Burgaz formasyonu'nun "Karaağaç üyesi" içinde diğer çökel birimleriyle ardalanmalı olarak tuf düzeylerinin yer aldığını saptamışlardır. Önal (1986), "Gelibolu volkanitleri" olarak adlandırdığı Üst Eosen yaşlı volkanik kayaların andezit ve dasit türde olduklarını belirtmiştir. Gelibolu yarımadasının kuzeyinde Mürefte yakınlarında Üst Eosen-Alt Oligosen (Priaboniyen-Stampiyen) yaşlı fliš çökelleriyle arakatlı olarak andezitik tüfler ve lavlar yer almaktadır (Temek, 1985). Saroz körfezindeki küçük adalarda ve Evreşe çevresinde yine Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı fliši kesen andezitik lavlar saptanmıştır ve volkanizmanın yaşının Üst Eosen sonu-Alt Oligosen başı olduğu belirlenmiştir (Temek, 1985).

Gelibolu yarımadasında ayrıntılı stratigrafik ve sedimantolojik incelemeler yapan Sümengen ve

diğerleri (1987), "Burgaz formasyonu" olarak adladıkları, kalınlığı 600 m.'ye ulaşan ve masif şeyllerden oluşan birimler içinde tuf düzeyleri saptamış ve bunların Orta Eosen yaşta olduklarını belirlemişlerdir. Formasyon içindeki volkanik fasiyesin, ince tabakalı tuf ve masif tabakalı tüfit olmak üzere 2 şekilde bulunduğunu, yer yer de aglomeraların gözlendiğini belirten Sümengen ve diğerleri (1987), formasyonun derin deniz havza düzlüğü ortamında çökeldiğini öne sürmüşlerdir. Aynı araştırmacılar daha üstte yer alan ve "Gaziköy formasyonu" olarak adladıkları, şeyller ve kumtaşlarından oluşan formasyon içinde de tuf katkıları gözlemiş ve ince tabakalı açık renkli bol silisli tuf düzeylerinin, bu formasyonun üst bölümlerinde türbiditik fasiyeslerle aralanmalı olarak bulduklarını ve Orta-Üst Eosen yaşta olduklarını belirtmişlerdir.

Keşan yöresinde Senozoyik volkanizması birkaç evrede etkin olmuştur ve yaygın yüzlekler vermektedir. Ternek (1949) ile Kopp ve diğerleri (1969) gibi araştırmacılar volkanizmanın tüm Oligosen boyunca etkin olduğunu, ilk volkanik evre ile Alt Oligosen'de andezit ve dasit türde lavlarla tüflerin meydana geldiğini, daha sonra Üst Oligosen'e doğru yoğun andezitik ve dasitik, yer yer de trakitik türde lavların oluştuklarını belirtmişlerdir. Buna karşın, Sümengen ve diğerleri (1987), volkanitlerin bu yöredeki Keşan formasyonu çökel kayaçları ile eşyaşlı (Üst Eosen-Alt Oligosen) olduklarını, bu formasyon içinde çeşitli seviyelerde farklı kalınlıklar sunan andezit, riyolit ve bunların piroklastiklerinden oluşan volkanik kayaçların yer aldıklarını gözlemiştir.

Senozoyik volkanizması Enez civarında da çoğun andezitik ve dasitik türde lav ve tüflerden oluşmuştur. Saner (1985) tarafından "Hisarlıdağ volkaniti" olarak adlandırılan bu volkanit'ler 800 m. kalınlığa erişirler. Aynı adlama, Sümengen ve diğerleri (1987), tarafından da bu yöredeki volkanitler için kullanılmıştır. En alta riyodasitik tüfler, andezit, altere andezitik tüfler ve kırmızımsı yeşil renkli lahar akması ile oluşmuş tüflerle volkanizme başlamaktadır. Üste doğru beyaz renkli riyolitik tuf, riyodasit, andezit, bazalt ve bazaltik aglomeralar, ignimbritler ve ortaç aglomeralardan oluşmuştur. Volkanitler Orta-Üst Oligosen yaşlıdır. Andezitik bir lav örneğinde, Sümengen ve diğerleri tarafından K/Ar yöntemi ile yaptırılan bir radyometrik yaş tayini ile $35,0 \pm 0,9$ milyon yıllık bir yaş saptanmıştır. Örnek, Hisarlıdağ volkanitlerinin üst düzeylerinden alınmıştır.

İpsala kuzeyinde ve Malkara güneydoğusunda da eşyaşlı andezitik-dasitik lavlar ve tüfler yüzlekler vermektedir. Ayrıca Orta Trakya'da geniş alanlarda Oligo-Miyosen yaşlı çökeller içinde birkaç evrede oluşan ve değişik kalınlıklar sunan tuf horizonları bulunmakta olup, bunlar Oligosen yaşlı volkanik kayaçların taşınmış ürünleridirler (Lebküchner, 1974). Genellikle bozuşmuş, kaolenleşmiş andezitik ve dasitik cam tüfleri olup çökellerden ayırtlanmaları çok güçtür. (Ercan, 1979). Bu birimlerin yanısıra Trakya'da geniş alanlar kaplayan Oligo-Miyosen yaşlı çökel kayaların altında da yer yer bunlarla örtülü Oligosen yaşlı volkanik kayaçların da buldukları saptanmıştır. Örneğin, Ercan ve Gedik (1986) tarafından Keşan kuzeyinde ($41^{\circ} 01' 17''$ Enlem ve $26^{\circ} 42' 39''$ Boylam) Deilmann-Shell petrol şirketi tarafından yapılan sondajda (Maltepe-1) 1850-1860 m. derinliklerden alınan karotlar incelenmiş ve Oligosen volkanitlerinden olup dasit, riyodasit ve riyolitik türde lavlarla temsil edildiği saptanmıştır. Aynı araştırmacılar Malkara doğusunda ($40^{\circ} 55' 44''$ Enlem ve $27^{\circ} 17' 16''$ Boylam) Gulf-Oil petrol şirketi tarafında yapılan sondajdaki (İncik-1) 1488-1492 m. derinliklerden alınan karotları da incelemiş ve bunların da Oligosen yaşlı dasitik lavlar olduklarını belirtmişlerdir (Şekil 1).

Trakya'daki Oligosen volkanizması, Yunanistan ve Bulgaristan'da da geniş alanlarda yüzlekler vermektedir. Yunanistan'da, özellikle Türkiye sınırına yakın Dedeoğaç-Dadia arasında yaygın lav akıntıları, domlar, tuf ve aglomeralar görülmektedir (Fytikas ve diğerleri, 1980; Innocenti ve diğerleri, 1984). Bu volkanitler bazaltik andezit, andezit, dasit, riyodasit ve riyolit türde lavlarla tüflerden meydana gelmişlerdir. Ayrıca asitik volkanizma ürünleri olan ignimbritler ve perlit yatakları da bulunmaktadır (Chatzidimitriadis, 1973; Vgenopoulos, 1977). Yer yer de küçük riyolitik dayklar izlenmektedir (Eleftheriadis ve Christofides, 1980). Batı-Trakya'daki bu volkanitlerde Innocenti ve diğerleri (1984) ile Fytikas ve diğerleri (1984) radyometrik yaş belirlemeleri yaparak 23,6 milyon yıl-33,1 milyon yıl arasında çeşitli değerler elde etmiş ve volkanizmanın Üst Oligosen yaşta olduğunu saptamışlardır. Ayrıca, yine Yunanistan'da daha Batıya doğru olan volkanik yüzleklerde Eleftheriadis ve Lippold (1984), Eleftheriadis ve diğerleri (1984) 23,7 milyon yıl - 34,7 milyon yıl arasında K/Ar yöntemi ile benzer radyometrik yaş belirlemeleri yapmışlardır. Samothraki adasında da (Şekil 1) Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı volkanizma, trakiandezit ve dasitik türde lav ve tüflerle yüzlekler vermektedir (Marchev ve Shanov, 1991).

Aynı tür volkanizma Bulgaristan'da da yüzlekler vermektedir.

Rodop masifinde yaklaşık 2000 m. kalınlığa erişen Oligosen yaşlı konglomera-kumtaşı-kireçtaşı-tüf-ignimbrit ardalanmaları sunan birimler geniş alanlar kaplarlar (Boncev, 1978). Volkanizma olasılıkla 3 ana evrede oluşmuştur (Petrov, 1979). Çoğu zaman ortaç ve asitik lavlar ardalanmalı olarak izlenirler ve genellikle kabuk ergimesiyle oluşan asitik bir magma ürünleri olarak nitelendirilirler (Yanev ve diğerleri, 1983). Bazı bölgelerde ise Oligosen yaşlı çökellerle ardalanmalı olarak dasit, trakidasit ve riyodasit türde lavlar yer alırlar (Harkovska, 1983). Güneybatı Bulgaristanda yer alan Kraiste çevresindeki volkanitlerde K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yapan Bozkov ve diğerleri (1985) 33,0 milyon yıl ve 38,0 milyon yıl sonuçlarını elde etmişler ve volkanizmanın Üst Oligosen yaşta olduğunu saptamışlardır. Güneydoğu Bulgaristanda ise, Yunanistan sınırına yakın olan alanlarda şoşonit, trakit, latit, kuvars latit, kuvars trakit ve riyolit türde volkanitler yer alır. Bu volkanitlerde Marchev ve diğerleri (1985) K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yaparak 43 milyon yıl-27 milyon yıl (En Üst Eosen-Üst Oligosen) arasında yaşlar saptamışlardır. Aynı bölgedeki volkanitlerde Eleftheriadis ve Lippold (1984) radyometrik yaş belirlemeleri yapmış ve 28,7 milyon yıl -30,6 milyon yıl arasında yaşlar elde etmişlerdir (Şekil 1). Lilov ve diğerleri (1987) ise 37 milyon-30 milyon yıl arasında ölçümler yapmışlardır.

Trakya'daki Oligosen volkanizması yer yer Alt Miyosen'de de zayıflıyarak devam etmiştir (Ercan ve Günay, 1985). Ancak, Orta Miyosen, volkanizma bakımından sakin bir dönemdir. Üst Miyosen sonlarında ve Pliyosen'de Trakya'da volkanizma yeniden şiddetlenmiş ve nitelik değiştirerek daha çok, bazik lav ve tüfler meydana gelmiştir. Bazaltik lavlar, çökeller içinde dağınık küçük volkan konileri şeklindedir. Bu bacaların, derinlerde bulunan eski kırık hatları üzerinde yer almaları olasıdır. Keşan ve Tekirdağ çevresinde yaygın olarak izlenirler. Farklı volkan konilerinde incelemeler yapıldığında, evreler arasında yapı, bozuşma ve jeokimyasal özelliklerin farklı olduğu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca, yer yer de bazaltik görünümü olup, ancak ayrıntılı incelemelerle şoşonitik nitelikte ve trakiandezit türde olan melez volkanitlere de rastlanmaktadır. Ancak bu tür lavlar gerçek bazaltik lavlardan daha yaşlı görünümü olup, birkaç evrede meydana gelen bazaltik lavlardan daha önce meydana gelmişlerdir.

Trakya'da jeolojik incelemeler yapan Umut ve diğerleri (1984), bazaltik volkanitleri "Karatepe bazaltları" olarak adlandırmış ve farklı iki grup ayırtılarak Üst Miyosen-Pliyosen yaşta ve koyu bej, kahve renkli olanlarının örtü bazaltları şeklinde, fazla yükselti oluşturmayıp geniş yayılım gösterdiklerini; Pliyosen-Kuvaterner yaşta, koyu gri, siyah ve daha genç olanların ise tepeler oluşturan volkan bacaları şeklinde izlendiklerini belirtmişlerdir. Tekirdağ çevresinde ve Mahmutköy yakınlarında yer alan (Şekil 1) bazik volkanitler Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı ilk gruba; Keşan, Karaidemir ve Harala'da yüzlekler veren bazik volkanitler ise daha genç olan ikinci gruba örnek olarak gösterilebilirler. Sümengen ve diğerleri (1987) de aynı birimlerde çalışmış, bunların siyah, kimi yerlerde limonitize renkli, yer yer masif, yer yer bol eklemlili ve gaz boşluklu olup, kimi mevkiilerde ise kalsit kapsamlı aglomeralar şeklinde

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (Sample No And Location)	1 F 16 c ₃ Büyükaltağaç	2 F 16 c ₃ Büyükaltağaç	3 F 17 d ₄ Harala	4 F 18 c ₄ Beşiktepe
SiO ₂	61.70	59.00	47.80	52.40
Al ₂ O ₃	15.60	16.00	13.70	15.60
TiO ₂	0.70	0.90	2.60	1.10
Fe ₂ O ₃	3.95	4.95	3.77	3.14
FeO	0.86	0.86	5.53	4.02
MnO	0.13	0.15	0.14	0.17
MgO	2.10	2.20	7.10	5.90
CaO	2.50	2.90	10.00	6.50
Na ₂ O	1.80	1.70	2.00	3.20
K ₂ O	3.90	3.00	2.00	4.40
P ₂ O ₅	0.21	0.22	0.68	0.92
H ₂ O ⁻	2.96	1.34	0.64	0.36
Co ₂	0.43	0.25	0.60	0.43
KAYAÇ ADI (Rock name)	ANDEZİT (Andesite)	ANDEZİT (Andesite)	BAZALT (Basalt)	TRAKIANDEZİT (Trachyande. site)
87 Sr/86 Sr	0,705814	0,705853	0,703593	0,708839
Rb (ppm)	125.40	157.50	32.90	188.20
Sr (ppm)	356.40	341.80	805.10	1135.00
87Rb / 86 Sr	1.017	1.333	0.118	0.480

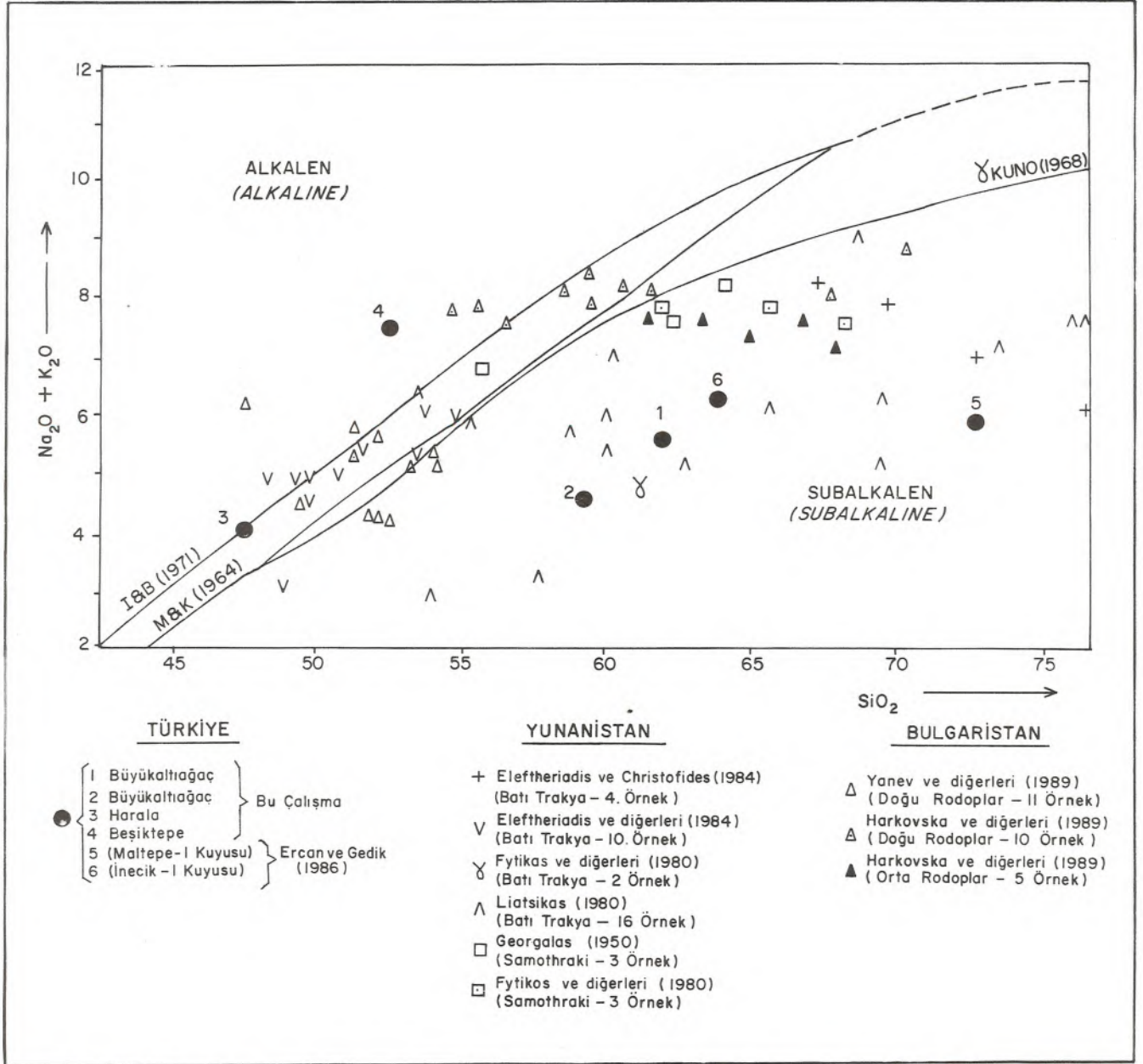
Tablo I Volkanitlerin major element kimyasal analizleri ve stronsiyum izotop oranları.

Table I Major element chemical analyses and strontium isotope ratios of the volcanics.

olduklarını belirtmişler, Keşan güneyinde Mahmutköy yakınındaki bazalt yüzleğinden alınan bir örnekte K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemesi yaptırarak $6,7 \pm 0,7$ milyon yıllık (Üst Miyosen) bir değer elde etmişlerdir. Umut ve diğerleri (1984) ile Umut (1988) gibi araştırmacıların bazaltların yaşının Kuvaterner'e kadar çıktığını öne sürmelerine karşın, yazar bu bölgede bazaltların en son evresinin Pliyosen sonlarında etkin olabileceği kuşkusunu taşımaktadır. Ancak, radyometrik yaş belirlemelerinin yapılması gerekmektedir.

VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Trakya'da yüzlekler veren Senozoyik volkanitlerinin petrokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla Oligosen yaşlı andezitik lavlardan 2, Üst Miyosen yaşlı trakiandezitik lavlardan 1 ve Pliyosen yaşlı bazaltik volkanitlerden 1 örnek olmak üzere 4 örnek alınarak jeokimyasal çalışmalar yapılmıştır. Ayrıca Ercan ve Gedik (1986) tarafından Trakya'da petrol şirketleri



Şekil 2 Lavların alkali-silis içeriklerine göre sınıflandırılması.

Figure 2 Classification of the lavas according to their alkali-silica contents.

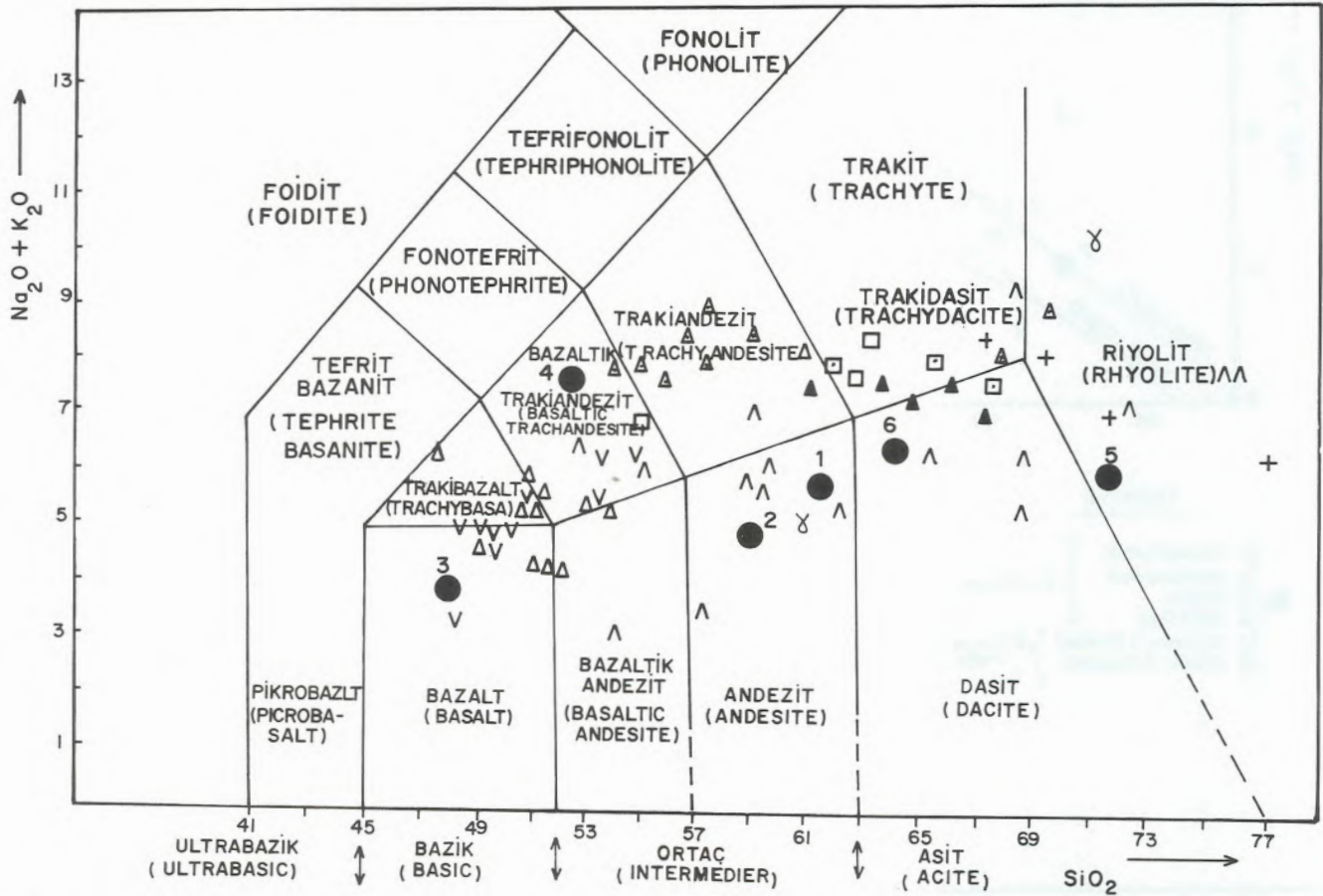
tarafından yapılan ve Maltepe-1 ve İncecik-1 adları verilen petrol sondajlarından elde edilen riyolitik ve dasitik birer karot örneğinin kimyasal analizleri de değerlendirilmiştir (Tablo 1). Türkiye'ye ait bu örneklerin yanısıra Senozoyik volkanizmasının Oligosen yaşlı çeşitli evrelerinin Bulgaristan ve Yunanistan'daki yüzleklerinde çeşitli araştırmacılarca yapılan kimyasal analizler de değerlendirilerek diyagramlara taşınmış ve jeokimyasal veriler elde edilmiştir. Türkiye'ye ilişkin örneklerin major element kimyasal analizleri MTA Genel Müdürlüğü Laboratuvarlar Dairesinde; Stronsiyum izotop oranları ise İngiltere'de Cambridge Üniversitesi Kimya Laboratuvarlarında yapılmıştır.

Büyükaltağ köyü yakınlarında Oligosen yaşlı volkanitlerden alınan iki örnekte yapılan petrografik inceleme sonucunda, bu volkanitlerin andezitik türde oldukları, hipokristalin porfirik ve intersertal yapıda olup çoğunlukla plajiyoklas mikrolitleri ve volkanik camdan oluşan bir hamur maddesi içinde yer alan biyotit, ojit, hornblend ve plajiyoklas fenokristallerinden meydana geldikleri saptanmıştır. Kayaçlarda yer yer bozuşma vardır.

Beşiktepe köyü yakınından alınan Üst Miyosen yaşlı lav, trakiandezit türde olup, camsı bir hamur içinde yer alan çoğunlukla plajiyoklas ve piroksen, yer yer de biyotit ve olivin fenokristallerinden oluşmuştur. Genellikle hemikristalin porfirik, yer yer hyalopilitik dokuda olup camsı hamur yer yer de plajiyoklas mikrolitleri içermektedir. Piroksenler bol miktarda olup, ojit ve hipersten olmak üzere iki türdedirler. Plajiyoklaslar yer yer bozuşmuş ve zeolit, serisit gibi ikincil mineraller oluşmuştur. Ojitler de kısmen bozularak uralitleşmiş ve kloritleşmişlerdir. Olivinler de yer yer bozularak serpantin, klorit ve iddingsite dönüşmüşlerdir. Lavlar koyu renkli olup, arazide bazalt görünümlüdürler.

Harala köyü yakınından alınan Pliyosen yaşlı en genç lav ise bazaltik türde olup mikrolitik ve porfirik dokulu ve genellikle plajiyoklas mikrolitleri içeren camsı bir hamur içinde yer alan çoğunlukla olivin, ojit ve plajiyoklas fenokristallerinden oluşmuştur. Yer yer karbonatlaşma ve kloritleşme göstermektedir.

Volkanitlerin kimyasal analizleri göz önüne



Şekil 3 Volkanitlerin Le Bass ve diğerleri (1986)'ne göre adlandırılmaları.

Figure 3 Nomenclature of the volcanics according to Le Bass et al (1986).

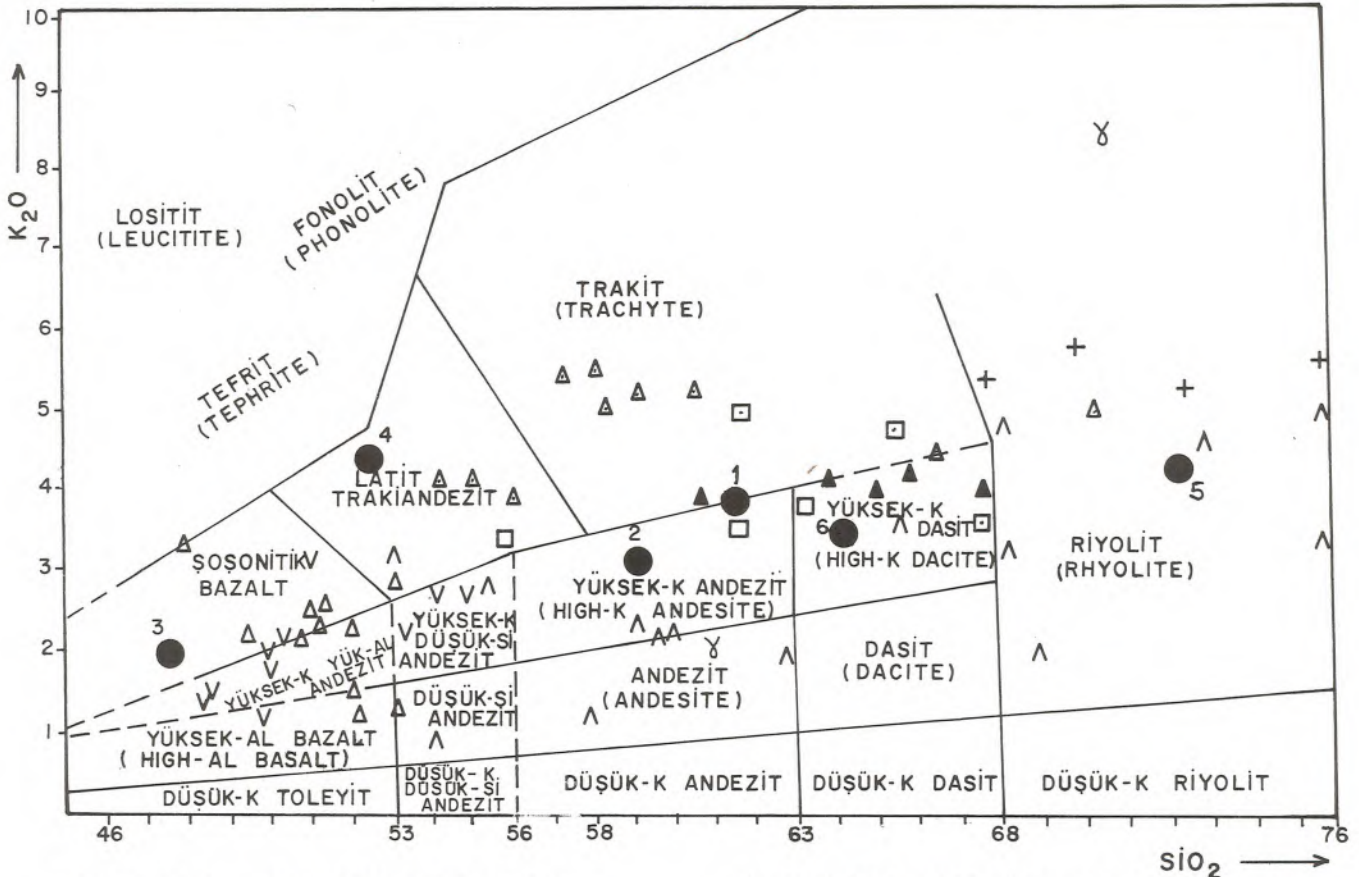
alınarak (Tablo 1) sınıflandırma ve adlandırmaları da yapılmıştır. Lavların alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) ve SiO_2 içeriklerine göre sınıflandırmaları yapıldığında (Şekil 2), Irvine ve Baragar (1971)-Macdonald ve Katsura (1964) ve Kuno (1960) ayırım hatları göz önüne alındığında, Oligosen yaşlı andezitik volkanitlerin subalkalen, Üst Miyosen yaşlı trakiandezitik lavın alkalen-subalkalen sınırında yer aldığı ortaya çıkmaktadır. Diyagrama Yunanistan ve Bulgaristandaki Oligosen yaşlı volkanizmanın çeşitli evrelerinden ve değişik bölgelerden temsilci örneklerin kimyasal analizleri de taşınmış ve bunların, çoğunlukla subalkalen, Doğu Rodoplar ve Batı Trakya'dan alınan bazı örneklerin de ender olarak alkalen-subalkalen sınırında ve hafif alkalen özellikler taşıdıkları belirlenmiştir.

Lavların yine alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) ve SiO_2 içeriklerine göre Le Bass ve diğerleri(1986) ne göre adlandırılmaları yapılacak olunursa (Şekil 3), Oligosen yaşlı olanların andezit, Üst Miyosen yaşlı olanın Bazaltik Trakiandezit, Pliyosen yaşlı olanın ise bazalt alanında yer aldıkları görülmektedir. Bulgaristan ve Yunanistan'daki Oligosen yaşlı

volkanitlerin ise genellikle kalkalkalen nitelikli ve bazalt-andezit-dasit ve riyolit alanlarında yer aldıkları ortaya çıkmaktadır.

Volkanitlerin, Peccerillo ve Taylor (1976), Barberi ve diğerleri (1974) ve Di Giralomo(1984) dan modifiye edilerek hazırlanan $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramında (Şekil 4) Oligosen yaşlı olanların Yüksek Potasyumlu andezit türde olup, Yüksek Potasyumlu Kalkalkalen nitelikte; Üst Miyosen yaşlı olanın trakiandezit(latit) türde ve Şoşonitik nitelikte; Pliyosen yaşlı olanın ise bazalt alanında ve şoşonitik-alkali nitelikte olduğu belirlenmektedir. Bulgaristan ve Yunanistandaki Oligosen yaşlı volkanitlerin de çoğunlukla Yüksek Potasyumlu kalkalkalen ve şoşonitik nitelikte oldukları, toleyitik nitelikli hiçbir örneğin bulunmadığı ortaya çıkmıştır.

Böylece Trakya'daki Senozoyik yaşlı volkanizmanın Oligosen yaşlı evrelerinin yüksek potasyumlu kalkalkalen, Üst Miyosen yaşlı olanın Şoşonitik nitelikte olduğu belirlenmiştir. Pliyosen yaşlı olan bazaltik örnek ise alkalen-kalkalkalen sınırında yer alıp, daha çok alkalen eğilim göster-



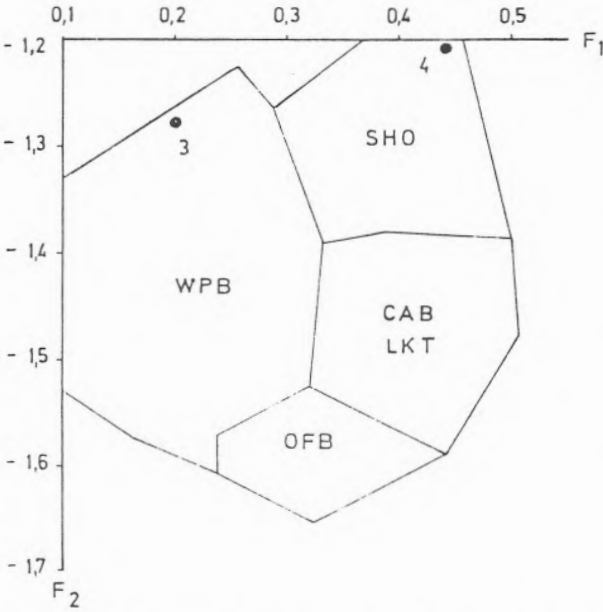
Şekil 4 Volkanitlerin $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diyagramı.

Figure 4 $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram of the volcanics

mektedir. Esasen Üst Miyosen yaşlı bazaltik trakiandezit türde lav ile Pliyosen yaşlı bazaltik lavın kimyasal analizleri göz önüne alınarak F1 ve F2 parametreleri hesaplanıp Pearce (1976) diyagramına yerleştirildikleri zaman (Şekil 5), Üst Miyosen yaşlı ve şoşonitik nitelikte olanın şoşonitik alanına, Pliyosen yaşlı olanın da Plaka İçi Bazaltlar alanına düştüğü görülür. Şoşonitik lavlar alkali-SiO₂ diyagramlarında alkalen bölgede yer aldıklarından (Morrison, 1980) Üst Miyosen yaşlı örnek, Şekil 2 deki diyagramda alkalen alan içinde yer almıştır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Trakya'daki Senozoyik volkanizması Orta-Üst Eosen'de etkin olmaya başlamış ve bu etkinlik olasılıkla Pliyosen sonlarına kadar sürmüştür. Bu geniş zaman aralığında 3 ana grup volkanizma saptanmıştır. Başlangıçta Üst Eosen-Alt Miyosen



Şekil 5 Bazik volkanitlerin Pearce (1976) diyagramı

- WPB : Levha içi bazaltları
- OFB : Okyanus tabanı bazaltları
- LKT : Düşük potasyumlu toleyitler
- CAB : Kalkalen bazaltlar
- SHO : Şoşonitler

Figure 5 Pearce (1976) diagram of the basic volcanics.

- WPB : Within plate basalts
- OFB : Ocean-floor basalts
- LKT : Low potassium tholeiites
- CAB : Calc-alkali basalts
- SHO : Shoshonites

arasında kalkalkalen ve yüksek potasyumlu kalkalkalen (salt Bulgaristan'da yer yer de şoşonitik nitelikte) ve genel olarak andezit, dasit, riyodasit ve riyolit türde (Keşan çevresinde Üst Oligosen'de trakitik türde) volkanik kayalar meydana gelmişlerdir. Bunlar genellikle kabuk kökenli olup, şoşonitlerin varlığı yer yer mantonun etkilerini de gösterir. Volkanizma, bölgede Eosen sonuna doğru Afrika ve Avrasya kıtalarının çarpışması sonucunda kabuk ergimesiyle ve manto malzemesinin bulaşmasıyla meydana gelmiştir. (Fytikas ve diğerleri, 1980 ve 1984; Ercan ve Günay, 1985; Ercan ve Gedik, 1986). Tüm Oligosen devri boyunca en yoğun şekilde etkin olan bu volkanitlerin Yunanistan'daki yüzlelerinde Innocenti ve diğerleri (1984) jeokimyasal ve petrografik incelemeler yaparak, bunların bir orojenik volkanit topluluk olduklarını ve aktif bir kıta kenarında oluştuklarını belirtmişlerdir. Araştırmacılar, bölgede Eosen öncesinde Afrika plakasının Avrasya plakasının güney kenarı altına kuzeye doğru dalmasıyla oluşan bir yitim zonunun bulunduğunu, Avrasya plakasının güney kenarının bir aktif kıta kenarı özellikleri gösterdiğini ve Eosen sonuna doğru iki kıtanın çarpıştıklarını belirterek, Üst Eosen-Oligosen volkanitlerinin Okyanusal kabuk kökenli olup, bir aktif kıta kenarı üzerinde oluştuklarını öne sürmüşlerdir. Aktif kıta kenarı olan Trakya bölgesinde kıtasal kabuk kalınlığı Neojende etkin olan tansiyon fazına karşın 40 km. yi aşmaktadır (Makris, 1977; Le Pichon ve Angelier, 1981). Bu volkanitlerin kalın bir kabuk içinde oluştuğu, bazaltik üyelerin olmayıp, ortaç ve asitik üyelerin varlığıyla da ortaya çıkmaktadır. Kalın kıtasal kabuk, ağır bazaltik magmaların yukarı çıkmasını engellemiş ve bağıl olarak düşük yoğunlukta olduğundan belki de bir yoğunluk filtresi gibi davranarak bazaltik magmaların kendisinin içinde yerleşmesine sebep olmuştur.

Marchev ve Shanov (1991) e göre, Bulgaristan ve Yunanistan'daki Üst Eosen-Oligosen yaşlı volkanik kuşak iki zona ayrılabilir ve bu iki zonun kıtasal kabuk kalınlıkları farklıdır: 1) Doğu Rodop volkanik zonunda kıtasal kabuk 28-35 km. kalınlıkta olup volkanik kayalar ortaç-asitik bileşimdedir ve çok az bazik lav bulunmaktadır. 2) Orta Rodop Volkanik zonunda kıtasal kabuk daha kalın olup 35-52 km. arasındadır. Volkanik kayalar çoğun asitik lav ve ignimbitlerle ortaç, tekçe dayklardan oluşur. Her iki zon da yüksek potasyumlu kalkalkalen ve şoşonitik nitelikli volkanitleri içerir. Bölgedeki bu volkanizma Çarpışma Zonu volkanitleri (Collision Volcanism)

olarak adlandırılırlar. Ortaç ve asitik nitelikli volkanitlerin dağılımları yöresel kabuk kalınlığı ile kontrol edilmektedir. Doğu ve Orta Rodoplarda lavların potasyum içerikleri, güneyden kuzeye doğru artmaktadır (Dabovski ve diğerleri 1991; Yanev ve diğerleri, 1989; Harkovska ve diğerleri, 1989). Oligosen volkanizmasına Bulgaristan ve Yunanistanda eş yaşlı ve genelde granitik bir magmatizma da eşlik etmiştir. Volkanitlerle eşyaşlı olan plütonlarda yapılan radyometrik yaş tayinleri de bu görüşü kanıtlamaktadır (Soldatos ve Christofides, 1986; Del Moro ve diğerleri, 1988).

Trakya'da Senozoyik volkanizması, Avrasya ve Afrika plakalarının bağlı hareketleri ile ilişkili olup bunlar çarpışma ile ilişkili orojenik volkanitler grubundandır. Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı olan yaygın alanlarda görülen volkanitler, çarpışma (Collision) volkanizması; Üst Miyosen-Üst Pliyosen yaşlı olan ve ender alanlarda küçük yüzlekler şeklinde görülen volkanitler ise Çarpışma Sonrası (Post-Collision) volkanizması olarak nitelendirilmelidirler. Afrika plakasının, Avrasya plakası altına kuzeye doğru gelişen yitim olayı, her iki plaka arasındaki çarpışmadan sonra durmuş olmalıdır. Ancak bazı araştırmacılar (Dewey ve Burke, 1973; Aubouin, 1973; Mattauer, 1983) çarpışma işlemi boyunca, dalan plakanın alt kabuğunun (bazaltik tabaka) ayrılarak koptuğunu, yitim zonu boyunca hareketin devam ettiğini ve bu sırada plakanın üst tabakasında (granitik tabaka) çarpışma yönünde büyük napların oluştuğunu öne sürmektedirler. Bu tür alanlarda geniş yer kaplayan metamorfik kuşaklar yer almaktadır. Sonuçta, kabuk ta kalınlaşmakta ve 40-45 km. kalınlığa erişmektedir (Yosifov ve diğerleri, 1980). Ege Bölgesinde bu yitim, çarpışma ve volkanizma ilişkisini betimleyen ve Yanev ve diğerleri (1989) dan alınan Şekil 6 da bu durum ayrıntılı olarak gösterilmektedir.

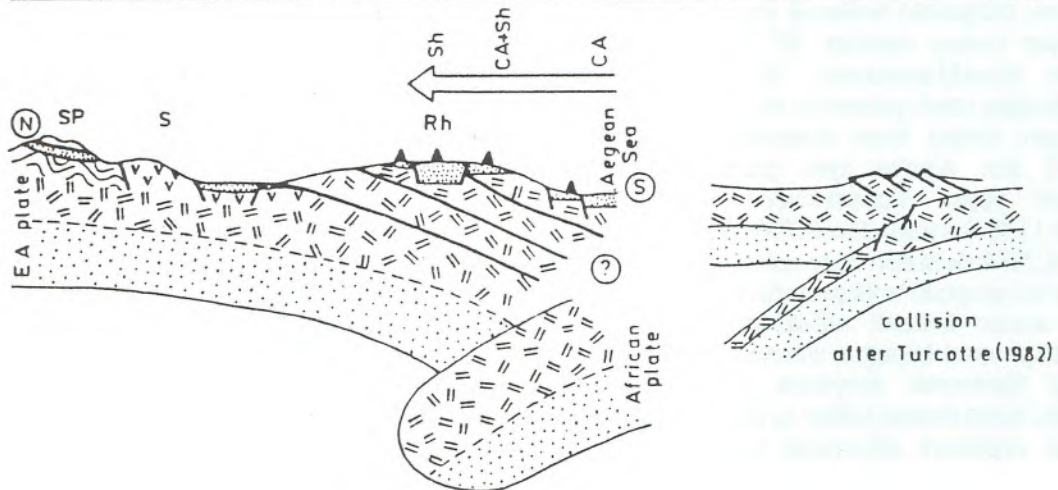
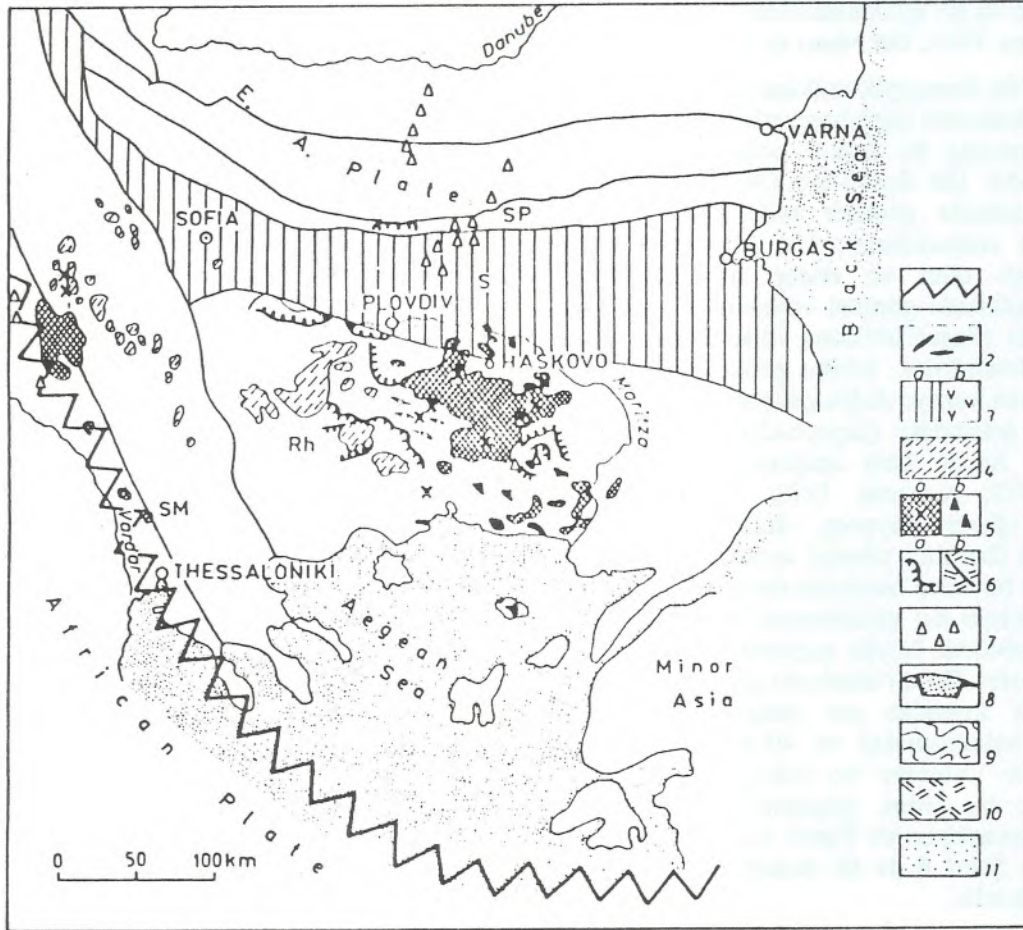
Esasen, bölgedeki volkanik kayalarda ölçülen stronsiyum izotop oranları ($87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$) de bu görüşleri desteklemektedir. İnceleme alanında Büyükaltağ köyü yakınında iki örnekte saptanan stronsiyum izotop oran sonuçları 0,705814 ve 0,705853 tür. Ayrıca aynı grup volkanitlerde (Oligosen yaşlı) Yunanistan'da Innocenti ve diğerleri (1984) tarafından 0,7064-0,7075-0,7077-0,7081-0,7084 değerleri elde edilmiş olup, tüm bu sonuçlar bu gruptaki volkanitlerin öncelikle kabuk, kısmen manto kökenli olduklarının kanıtıdır. Ancak, okyanusal kabuğun astenosfer içinde ergiyerek ve tükenerek meydana getirmiş olduğu magmaya, kalın kıtasal kabuk ta olasılıkla derinlerde kısmi ergimeye uğrayarak karışmıştır ve bu

magma volkanik kayaları meydana getirmiştir. Ayrıca, güneydoğu Bulgaristan'da, Yunanistan sınırına yakın olan yerlerde En Üst Oligosen yaşlı ve şošonitik nitelikte volkanitler de saptanmıştır. Marchev ve diğerleri (1985), bu volkanik kayalarda petrokimyasal çalışmalar yaparak volkanitlerin % 54,5 - 76,5 oranında SiO_2 kapsamlı ve şošonit, latit, trakit, kuvarslatit, kuvarstrakit ve riyolit türde lavlar olduklarını saptamışlar ve oluşumları için manto ve kabuk karışımının gerekliliğini savunmuşlardır. Bu durumda, geniş anlamda, tüm Trakya'daki Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı (çoğun Oligosen) volkanitlerin genellikle kabuksal, kısmen manto kökenli, yer yer ise (güney Bulgaristan'da olduğu gibi) kabuk ve manto karışımı kökenli oldukları ortaya çıkmaktadır. Marchev ve diğerleri (1985) lavlarda yaptıkları stronsiyum izotop oranı ölçüm çalışmalarının ($87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$) şošonitik ve latitik lavlarda 0,7076 dan başlayıp, riyolitlerde 0,7099'a değin arttığını belirtmekte ve bu sonuçlarla birlikte oksijen izotop ölçümü sonuçlarının da bu volkanitleri oluşturan magmanın, melez bir magma olup, manto ile kabuksal materyal karışımı sonucunda oluştuğunu öne sürmektedirler. Güneydoğu Bulgaristandakilerin yanısıra, Trakya yarımada-sının güneyinde Ayvalık çevresinde de şošonitik nitelikte, latit türde ve Oligosen yaşlı volkanitlerin varlığı da saptanmış (Ercan ve diğerleri, 1985 ve 1986) ve lavlarda yapılan radyometrik yaş belirlemesi ile $31,4 \pm 0,4$ milyon yıllık (Üst Oligosen) bir sonuç elde edilmiştir.

Üst Oligosen'den itibaren özellikle Üst Miyosen boyunca Trakya'da etkin olan volkanizma ise genellikle küçük yüzlekler şeklinde ve şošonitik niteliktedir. Bölgede, Üst Eosen-Alt Miyosen arasında oluşan kalkalkalen volkanizma, Üst Miyosen'den itibaren yüzlek vermemiştir. İnceleme alanında Beşiktepe'deki volkanitlerden alınan trakiandezitik türdeki şošonitik örnekte yapılan stronsiyum izotop oranı ölçümü ile 0,708839 değeri elde edilmiştir. Batı Anadolu ve Yunanistan'da Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı şošonitik nitelikte volkanitlerin varlığı son yıllarda yapılan çalışmalarla belirginleşmiştir. Örneğin, Yunanistan'da Makedonya'da Selanik yakınlarında Kolios ve diğerleri (1980) şošonitik nitelikte ve trakiandezit, latit ve trakit türde lavlar saptamışlar ve yaptıkları radyometrik yaş belirlemeleri ile 1,8 milyon yıl-5 milyon yıl arasında değerler elde ederek bunların Pliyosen yaşlı olduklarını ortaya çıkartmışlardır. Pe-piper (1980) Midilli adasında Üst Miyosen yaşlı yüksek potasyumlu kalkalkalen lavlarla birlikte yer yer de şošonitik nitelikte

lavların bulunduğunu belirterek, oluşumlarını manto diyapirlerine ve derindeki magma odalarındaki fraksiyonel kristalizasyona bağlamıştır. Fytikas ve diğerleri (1980 ve 1984), bu bölgedeki şoşonitik volkanitlerin, kimi yerlerde kalkalkalen nitelikli volkanitlerle yersel ve zamansal geçişli olmalarına karşın, esas olarak Afrika ve Avrasya kıtaları arasındaki kıtasal çarpışmayı izleyen ve

giderek zayıflayan kalkalkalen volkanizmanın son aşamalarında meydana geldiklerini belirtmektedirler. Kuzey Ege ve Trakya'daki Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı şoşonitik volkanitler Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı kalkalkalen ve yüksek potasyumlu kalkalkalen volkanitler gibi kabuk kökenli volkanitlerden olmayıp; bunların kaynağı olasılıkla daha önceki yitim olayı sonucunda manto içinde dalan



kabuktan su alan ve hafif nadir toprak elementlerince de zenginleşen granatlı peridotitik mantodur (Kolios ve diğerleri, 1980). Manto içine dalan kabuksal malzemeyi hazmeden melez mantosal magma, bölgedeki Miyosen'den itibaren etkin olan tansiyon rejiminin oluşturduğu açılma çatlakları vasıtasıyla yeryüzeyine ulaşmakta ve şoşonitik nitelikli küçük volkanik yüzlekler oluşturmaktadır. İnceleme alanı ve çevresi, yersel tansiyon kuvvetlerin etkin olduğu, ancak esas itibarıyla Afrika ve Avrupa plakalarının sıkışma özellikleri gösterdikleri ilginç bir alandır. Bölgedeki tansiyonal kuvvetlerin etkinliği ise, Doğu Anadolu'da Arap plakası ile Anadolu plakasının çarpışmaları sonucu, Anadolu'nun, Kuzey Anadolu fayı ve Doğu Anadolu fayı gibi iki adet doğrultu atımlı fay boyunca batıya doğru kayması vasıtasıyla (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980) ortaya çıkmaktadır.

İnceleme alanında Pliyosen'de etkin olan ve küçük yüzlekler şeklinde izlenen bazaltik volkanizma ise manto kökenli ve alkali niteliktedir. Harala köyü yakınlarından alınan bazaltik bir örmekte ölçülen 87 Sr/86 Sr oranının 0,703593 olması da manto kökeni ve alkali niteliği kanıtlar. Üst Miyosende etkin olan ve şoşonitik volkanitleri oluşturan kabuk ve manto karışımı melez magma, zamanla giderek tükenmiş ve Pliyosen'de manto kökenli alkali bazaltlar meydana gelmeye başlamışlardır. Bazaltik volkanitleri oluşturan magma da, şoşonitik volkanitleri oluşturan magma gibi tansiyon kuvvetleri ile meydana gelen çatlak zonlarından yeryüzeyine ulaşmıştır. Böylece, Batı Anadolu'da geniş bir alan kaplayan Senozoyik volkanizmasının evrimi ile (Ercan ve diğerleri, 1985) Trakya'daki Senozoyik volkanizmasının evriminin benzer özellikler taşıdıkları ortaya çıkmaktadır. Ancak, Trakya'da en son evrede oluşan Pliyosen yaşlı bazaltik volkanitlerin, Batı

Şekil 6 Balkan yarımadasının Doğu kesiminde Paleojen yaşlı çarpışma zonu ve ilişkili volkanitleri gösteren şematik harita ve enine kesit (Yanev ve diğerleri, 1989'dan).

- 1 - Tetis Paleookyanusunun kalıntıları
- 2 - Jura-Kretase çökelleri ve bazik volkanitleri
- 3 - Üst Kretase yaşlı ada yayı magmatizması ve Srednogorie Zonu: a) Harita b) Kesit
- Paleojen Yaşlı Çarpışma Zonu
- Volkanitleri:
- 4 - Asit Volkanitler
- 5 - Ortaç ve Asit volkanitler: a) Harita (Hipabisal intruzyonlar çarpı işaretiyle gösterilmişlerdir) b) kesit
- 6 - Metamorfik Temeldeki naplar: a) Harita b) Kesit
- 7 - Neojen yaşlı çarpışma sonrası Plaka içi alkali Bazaltlar ve Ultrabazik volkanitler
- 8 - Paleojen yaşlı Graben Havzaları
- 9 - Kıvrılmış Stara Planina zonu
- 10 - Üst kabuk
- 11 - Alt kabuk
- SM : Serbo-Makedoniyen Masifi
- Rh : Rodop Masifi
- S : Srednogorie
- SP : Stara Planina
- EA : Avrasya Plakası

NOT: Kesitteki ok işareti, şoşonitik Paleojen volkanitlerinin artış miktarının yönünü göstermektedir (CA: Kalkalkalen, Sh: Şoşonitik).

Figure 6 Schematic map and a cross section of the zone of Paleogene collision and the associated volcanics in the eastern part of the Balkan Peninsula. 1 = Remains of the Tethys paleocean 2 = J-Cr sediments and basic volcanics; 3 = The Srednogorie zone Upper Cretaceous island-arc magmatism, a = on the map, b = in the section; Paleogene collision magmatism: 4 = acid volcanics, 5 = intermediate and acid volcanics: a = on the map (hypabysal intrusions marked with crosses), b = in the section; 6 = nappes in the metamorphic basement a = on the map, b = in the section; 7 = Neogene post-collision within-plate transitional and alkaline basalts and ultrabasic volcanics. 8 = Paleogene graben basins; 9 = the folded Stara Planina zone; 10 = "upper" crust; 11 = "lower" crust. Tectonic units: SM = Serbian-Macedonian massif; Rh = Rhodopian massif; S = Srednogorie; SP = Stara Planina; EA = Eurasian plate.

Note: The arrow in the section shows the increasing volume of the shoshonitic Paleogene volcanics (CA = calc-alkaline, Sh = shoshonitic).

Anadolu'daki genç bazaltik volkanitler (Örneğin Kula bazaltları; Ercan, 1982) kadar aşırı alkali olmamaları ve petrografik açıdan gösterdikleri farklılıklar, Trakya volkanitlerinde daha ayrıntılı çalışmalar yapılmasının gereğini göstermektedir.

Sonuç olarak, Trakya'da Senozoyik volkanizması Orta Eosen'den sonra oluşmaya başlamış Çarpışma türü bir volkanizmadır. Başlangıçta kabuk ağırlıklı (manto ve kabuk karışımı) ortaç kalkalkalen volkanik ürünler meydana gelmiş, (Üst Eosen-Oligosen), daha sonra kabuk etkisi artmış ve Üst Miyosen yaşlı, Stronsiyum izotop oranları daha yüksek olan trakiandezit türde şoşonitik nitelikte lavlar, en sonra da kabuksal kirlenmeye en az uğramış olan Pliyosen yaşlı alkali nitelikli bazaltik volkanizma yüzlekler vererek volkanik evrim tamamlanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, çalışmalarını sırasında yardımcı olan ve araziden volkanik kayaç örneklerini sağlayan MTA Jeoloji Dairesinden Müslim Ateş'e; volkanik kayaçların Stronsiyum izotop ölçümlerini yapan ODTÜ'den Dr. Nilgün Güleç'e ve majör element kimyasal analizlerini sonuçlandıran MTA Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesinden Ercan Alpaslan, Tülin Kavlakoğulları ve Tanıl Akyüz'e teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Auboin, S., 1973, Des tectoniques superposees et de leur signification par rapport aux modeles geophysiques; l' exemple des Dinarides: Bull. Soc. Geol. France, 15, 426-460.
- Barberi, F., Innocenti, F., Ferrara, G., Keller, J. ve Villari, L., 1974, Evolution of the Aeolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea): Earth. Planet. Scien. Lett., 21, 269-276.
- Boncev, E., 1978, The post-Lutetian turning point in the evolution of the Balkanide mobile area: Geologica Balcanica, 8/3, 25-36.
- Bozkov, P., Petrov, P., Stoeva, V., Boikov, D. ve Lilov, D., 1985, New data on the volcanism in Glogovica graben (Kraiste): Rew. Bulgar. Geol. Soc., 46/I, 84-91.
- Chatzidimitriadis, E., 1973, Geologish lagerstat tenkundlich studie die perlitvolken von den gebieten Dhadia, Westthraziens und Kaloni der insel Lesbos: Bull. Soc. Geol. Greece, 10/2, 28-47.

- Dabovski, C., Harkovska, A., Kamenov, B., Mavrudchiev, B., Stanisheva-Vassileva, G., ve Yanev, Y., 1991, A Geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria: Geol. Balcan., 21/4, 3-15.
- Del Moro, A., Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P., ve Papadopoulos, P., 1988, Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece); Sr isotopic and petrochemical data: Neu. Jahr. Miner. Abh., 159/2, 113-135.
- Dewey, J.F. ve Burke, K.C., 1973, Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation; products of continental collision: Jour. Geol., 81, 683-692.
- Dewey, J.F., ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 84-92.
- Di Giralomo, P., 1984, Magmatic character and geotectonic setting of some Tertiary-Quaternary Italian volcanic rocks; Orogenic, anorogenic and transitional association-A review: Bull. Volcan., 47/3, 421-432.
- Eleftheriadis, G. ve Lippold, H.J., 1984, Altersbestimmungen Zum Oligozanen Vulkanismus der Sud-Rhodopen Nord-Griechenland: N. Jb. Geol. Paleont. Mh., 1984/3, 197-191.
- Eleftheriadis, G., Christofides, G. ve Kassoli-Fournaki, A., 1984, Geochemistry of the High-K Calc-alkaline Basaltic sills and dykes in the South Rhodope Massif (N. Greece): Bull. Volcan., 47/3, 569-579.
- Eleftheriadis, G. ve Christofides, G., 1980, Rhyolitic dykes south of Kymi village (Thrace, N. Greece): Geologica Balcanica, 10/2, 71-78.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması: Jeoloji Mühendisliği Derg., 9, 23-46.
- Ercan, T., 1982, Kula yöresinin Jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: İstanbul Yerbilimleri Derg., 3, 77-124.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Güney E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can, B., 1985, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 28/2, 121-136.

- Ercan, T. ve Günay, E., 1985, Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Oligomiyosen yaşlı volkanizmanın gözden geçirilişi: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 5, 119-139.
- Ercan, T. ve Gedik, A., 1986, Karadeniz ve Trakya'da yapılan derin sondajlardan alınan karotlardaki volkanik kayaların petrolojisi ve volkanizmanın bölgesel yayılımı: Jeomorfoloji Derg., 14, 39-48.
- Ercan, T., Satır, M., Türkecan, A., Akyürek, B., Çevikbaş, A., Günay E., Ateş, M. ve Can, B., 1986, Ayvalık çevresinin jeolojisi ve volkanik kayaların petrolojisi: Jeoloji Mühendisliği Derg., 27, 19-30.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Villari, L., 1980, Neogene volcanism of the northern and central Aegean region: Ann. Geol. Pays Hellen, 30, 106-129.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Villari, L., 1984, Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, J.E. Dixon ve A.H.F. Robertson, Ed., Geological Society Special Pb., 17, 687-699.
- Georgalas, G., 1950, Beitrage zur kenntnis eignier jungtertiärer erüptivgesteine der insel İmbros: Bull. Volcan., 10, 78-89.
- Harkovska, A., 1983, Spatial and temporal relations between volcanic activity and sedimentation in the stratified Paleogene from the central parts of Mesta graben (SW Bulgaria): Geologica Balcanica, 2, 3-20.
- Harkovska, A., Yanev, Y. ve Marchev, P., 1989, General Features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria: Geol. Balcan; 19/1, 37-72.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. Earth Scien., 8, 523-548.
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Rita, F., ve Villari, L., 1984, Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in northeastern Greece: Bull. Volcan., 47/1, 25-37.
- Kopp, K.O., 1964, Geologie Thrakiens V: Ergolgeologische bedingungen mit bemerkungen zum studium prachische geologie; Erdol und kohleerdgas-petrochemie; 17, JAHRG, 9.
- Kopp, K.O., Pavoni, N. ve Schindler, C., 1969, Das Ergene-Becken: Beih. Geol. Jb., 76, 136 s.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalt: Journal of Petrology, I, 121-145.
- Kolios, N., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., ve Giuliani, O., 1980, The Pliocene volcanism of the Voras Mts. (Central Macedonia, Greece): Bull. Volcan., 43/3, 553-568.
- Le Bass, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., ve Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of petrology, 27/3, 745-750.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J, 1981, The Aegean Sea: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 300, 357-372.
- Lebküchner, R.F., 1974, Orta Trakya Oligoseninin jeolojisi hakkında: MTA Derg., 83, 1-29.
- Lilov, P., Yanev, Y. ve Marchev, P., 1987, K/Ar dating of the Eastern Rhodope Paleogene magmatism: Geol. Balc., 17, 49-58.
- Liatsikas, N., 1983, Beitrage zur kenntnis der Jungtertiären erüptivgesteine in ter umgebung von Fere (West Thrazien): Prakt. Ac. Athen, 13, 45-74.
- Macdonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Makris, J., 1977, Geophysical investigations of the Hellenides: Hamb. Geophys. Einzelchr., 34, I-124.
- Marchev, P., Andreev, A., Lilov, P., Popov, M., ve Daieva, L., 1985, Petrology and geochemistry of Borovitsa shoshonitic series, Eastern Rhodope Mountains, Bulgaria, : IAVCEI 1985 Scientific Assembly Potassic Volcanism Mount Etna Volcano Abstracts Book.
- Marchev, P. ve Shanov, S., 1991, Potassium and silica variations in the Paleogenic-Macedonian-Rhodopean-North Aegean Volcanic Belt; Geodynamic and petrogenetic implications: Geol. Balcan., 21/2, 3-11.

- Mattauer, M., 1983, Subduction de lithosphere continentale decollement croutemonteau et chevauchement d'evhelle crustale dans la chaine de collision Hymalayenne: C.R. Acad, Sci, Paris, 296, 11, 481-486.
- Morrison, G., 1980, Characteristics and tectonic setting on the shoshonite rock association: Lithos, 13, 97-108.
- Önal, M., 1986, Gelibolu yarımadasındaki iki ana kayanın organik jeokimyası ve kil mineralleri ile incelenmesi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 29/1, 97-104.
- Önal, M. ve Yılmaz, H., 1983, Gelibolu yarımadasında iki farklı yaşta fliş fasiyesindeki kil mineralleri ve gömülme derinliğine ait bazı ipuçları: Jeoloji Mühendisliği Derg., 18, 23-30.
- Palshin, I.G., Simov, S.D., Arakelyants, M.M. ve Chernyshev, I.V., 1974, Absolute age of Alpine activations in Rhodope median massif: Int. Geol. Rev., 17, 1101-1108.
- Pe-Piper, G., 1980, Geochemistry of Miocene shoshonites Lesbos, Geece: Contrib. Mineral. Petrol., 72, 387-396.
- Pearce, J.A., 1976, Statistical analyses of major element pattern in basalts: Journal of Petrology, 17/I, 15-43.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey: Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.
- Petrov, P., 1979, Soma features in the distribution of magmatic, hydrothermal and seismic activity in the area between Balkanides and the Aegean arc: Geologica Balcanica 7/2, 99-116.
- Saner, S., 1985, Saros körfezi dolayının çökme istifleri ve tektonik yerleşimi: Kuzeydoğu Ege denizi, Türkiye: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 28/I, 1-10.
- Soldatos, T. ve Christofides, G., 1986, Rb-Sr Geochronology and origin of the Elatio Pluton, central Rhodope, North Greece: Geol. Balcan., 16/1, 15-23.
- Sümengen, M. ve diğerleri, 1987, Gelibolu yarımadası ve güneybatı Trakya Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği: MTA Rapor No: 8128, (yayınlanmamış).
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'inn neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeol. Kur. Yayını. 40 s., Ankara.
- Temek, Z., 1949, Geological study of the region Keşan-Korudağ: Doktora Tezi, İstanbul Üniv. Fen Fak., İstanbul, 78 s.
- Temek, Z., 1985, 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası İstanbul paftası izahnamesi: MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Umut, M., İmik, M., Kurt, Z., Özcan, İ., Ateş, M., Karabıyıköğlü, M. ve Saraç, G., 1984, Edirne ili-Kırklareli ili-Lüleburgaz (Kırklareli ili)-Uzunköprü (Edirne ili) civarının jeolojisi: MTA Rapor no: 7604 (yayınlanmamış).
- Umut, M., 1988, Kırklareli-C 4 paftası izahnamesi: MTA Genel Müdürlüğü 1/100 000 ölçekli Açın-sama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Ankara.
- Yanev, Y., Kradzova, B. ve Andreev, A., 1983, Distribution of alkalies and genesis of the acid affusives in part of the East Rhodope Paleogene depressions: Geologica Balcanica, 3, 15-44.
- Yanev, Y., Mavroudchiev, B. ve Nedyalkov, R., 1989, Paleogene Collision-related basalts and basaltic andesites in the Eastern Rhodopes, Bulgaria: Jour. Volcan. Geoth. Res., 37, 187-202.
- Yosifov, D., Tsvetkov, A., Grigorova, E., Stavrev, P. ve Nedev, V., 1980, Main features in the structure of the Earth's crust in the Rhodope Massif: Geotec. Tectonophys. Geodyn. Sofia, 12, 27-45.
- Vgenepoulos, A., 1977, Der chemismus einiger sauren vulkanites aus dem Evrosgebist West-thrakiens, Greece: 6. Colloquium on the geology of the Aegean region; 3, 945-954.

İSTANBUL-TAŞDELEN ve KARAKULAK KAYNAK SULARININ HİDROJEOLJİSİ ve KAPTAJ SORUNLARINA ÇÖZÜM ÖNERİLERİ

Hydrogeology of Taşdelen and Karakulak springs in İstanbul and solution proposals for the problems in the Water Catchments

Erdoğan YÜZER İTÜ Maden Fak. Jeoloji Müh. Böl., İSTANBUL

Turgut ÖZTAŞ İTÜ Maden Fak. Jeoloji Müh. Böl., İSTANBUL

Orhan MUTLU İTÜ Maden Fak. Jeoloji Müh. Böl., İSTANBUL

ÖZ: İstanbul-Taşdelen ve Karakulak kaynak sularında bulanıklılık ve debide yetersizlik şeklinde zaman zaman ortaya çıkan sorunların nedenlerini belirlemek amacıyla, kaynak sularının kaptaj tesisleri ve kaynak bölgelerinin hidrojeolojisi incelenmiştir. İnceleme sonunda; kaynak sularındaki sorunların, gerekli araştırmalar yapılmadan inşaa edilen kaptaj tesislerindeki ve koruma alanlarındaki yapım hatalarından doğduğu belirlenmiştir. Kaptaj galerilerinin yüzeye çok yakın sürülmüş olması ve koruma alanlarındaki çevresel düzenleme eksikliği, bulanıklılık ve debi azlığı sorunlarının esas nedenleridir. Varolan yapılarda fazla değişikliğe gitmeden bu sorunları ortadan kaldıracak veya en azından azaltacak bazı çözümler her kaynak suyu için ayrı ayrı önerilmiştir.

ABSTRACT: The turbidity and less flow rate of Taşdelen and Karakulak springs in İstanbul are the most important problems occurring time by time. To establish the reasons of these problems, hydrogeology of the vicinity and the water catchments of these springs have in vestigated. As the result of this investigation, too small distance between topographical surface and underground discharge points and also, the insufficient environmental arrangements at the water catchment areas are established to be main reasons of the problem. The most available and practicable solutions, taking into account the main reasons of problem, have been proposed in this paper.

GİRİŞ

İşletilmekte olan kaynak (membra) sularının uygulamada karşılaşılan temel sorununu, kaptaj tesisine ve kaptaj arazisinin doğal özelliklerine bağlı olarak ortaya çıkan teknik ve yerel yetersizliklerle bunların işletme üzerindeki olumsuz etkileri oluşturmaktadır. İşletme ekonomisini ve dolayısıyla rantabiliteyi etkileyen bu sorunlar daha işin başlangıcında gerçekleştirilmesi zorunlu olan ayrıntılı hidrojeolojik araştırmalarla ortaya çıkarılabilecek ve gerek yapılaşma öncesinde gerekse yapılaşma sırasında alınacak önlemlerle giderilebilecek düzeydedir. Buradaki temel sorun, başlangıçta yapılması gereken araştırmalara yeterli önem verilmemesi ve işletmeye geçildikten sonra

çıkan aksaklıkların giderilmesine çalışma alışkanlığının ısrarla sürdürülmesinden kaynaklanmaktadır. Böylece, işletmelerin her türünde olduğu gibi kaynak suyu işletmeciliğinde de sonradan yapılması zorunlu olan bu müdahaleler ve dolayısıyla işletmede oluşan kesiklikler nedeniyle rantabilite olumsuz yönde etkilenmektedir.

Kaptaj sorunlarına ve bunların çözümüne yönelik olarak hazırlanan bu makale, 1988-89 yıllarında gerçekleştirilen "İstanbul Vakıf Memba Suları İşletmeleri, Taşdelen ve Karakulak Kaynakları Dolayının Hidrojeolojik Etüdü"nü her kaynak bölgesi için ayrı ayrı yapılan çalışmalarının birleştirilmiş özeti şeklindedir.

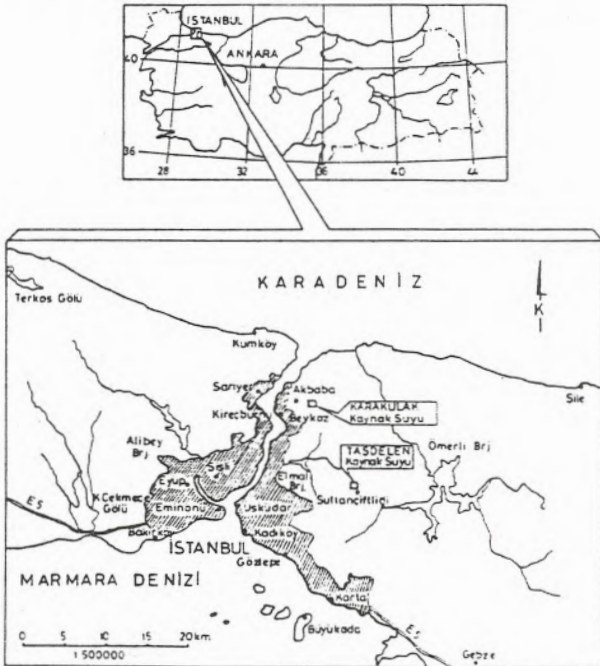
KAYNAK SUYU BÖLGELERİNİN TANITIMI

İstanbul il sınırları içinde bulunan ve İstanbul Boğazı'nın doğu yakasında yer alan Taşdelen Kaynağı, Üsküdar-Şile karayolunun 18. km'sindeki Sultançiftliği köyünden Kuzeye ayrılan asfalt yolun 1,5 km sonrasında, Karakulak Kaynağı ise Beşiktaş yerleşim merkezinden 5 km uzaklıktaki Akbaba köyünün 1,5 km kadar doğusundaki Dereşeki köyü yakınındadır (Şekil 1).

Kaynaklar dolay, yerel etkin faylara ve litoloji farklılıklarına bağlı olarak gelişmiş akarsu vadileri ve kuru dere yataklarıyla parçalanmış engebeli bir morfoloji sunar. Başlıca yükseltileri; Karakulak'da Sırmakeş T. (280m) ve Gökkaya T. (250 m), Taşdelen'de ise Türbe T. (380 m) ve Kara T. (320 m) oluşturur.

Yerleşim birimleri ve sırtlar dışındaki alanlarda meşe, çam gibi yüksek ağaçlar ve özellikle tepelerde yer yer geçit vermeyecek derecede sık bir maki topluluğu bulunur.

Bölge iklimi, tüm mevsimlerde düşen yağışlarla Karadeniz iklimine yaklaşırken yaz dönemlerindeki yağış azlığı ile de Akdeniz iklimi özellikleri taşır. Yıllık yağış, gerçek buharlaşma ve sıcaklık ortalamaları; Taşdelen'de 685 mm, 558 mm ve 13,3°C, Karakulak'da ise 763 mm, 611 mm ve 13,7°C'dir.



Şekil 1 İnceleme alanı bulduru haritası.
Figure 1 Location map.

JEOLOJİ

Kaynaklar dolayının jeolojisi, 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritadan büyütülen 1/10.000 ölçekli haritalar üzerinde çalışılmıştır. Haritalamada litoloji farklılıkları gözönüne alınmış ve her istif içerdiği en yaygın kayaç türü ile adlandırılmıştır.

Ordovisiyen (arkoz-alacalı kumtaşı, O₁: alt kuvarsit, O₂) ve Silüriyen (grovak-silttaşı-şeyl, s₁) yaşlı kayaç birimlerine her iki kaynak suyu dolayında ve benzer özelliklerde rastlanmaktadır. Devoniyen (silttaşı-siltli fosilli şeyl, d₂₋₃: kumtaşı-şeyl-grovak, k₄) yaşlı kayaç birimleri ise sadece Karakulak Kaynağı çevresinde bulunmaktadır. Tüm birimler, her yerde Kuvaterner (alüvyon, Q_{a1}) ile örtülmüştür (Şekil 2,3).

Tüm istiflerde belirgin bir tabakalaşma yanısıra yer yer laminalı ve şisti yapıya da rastlanır. Taşdelen dolayında düşük kanat açılı monoklinaler şeklinde olan makroyapı, Karakulak dolayında oldukça kıvrımlı ve belirgindir.

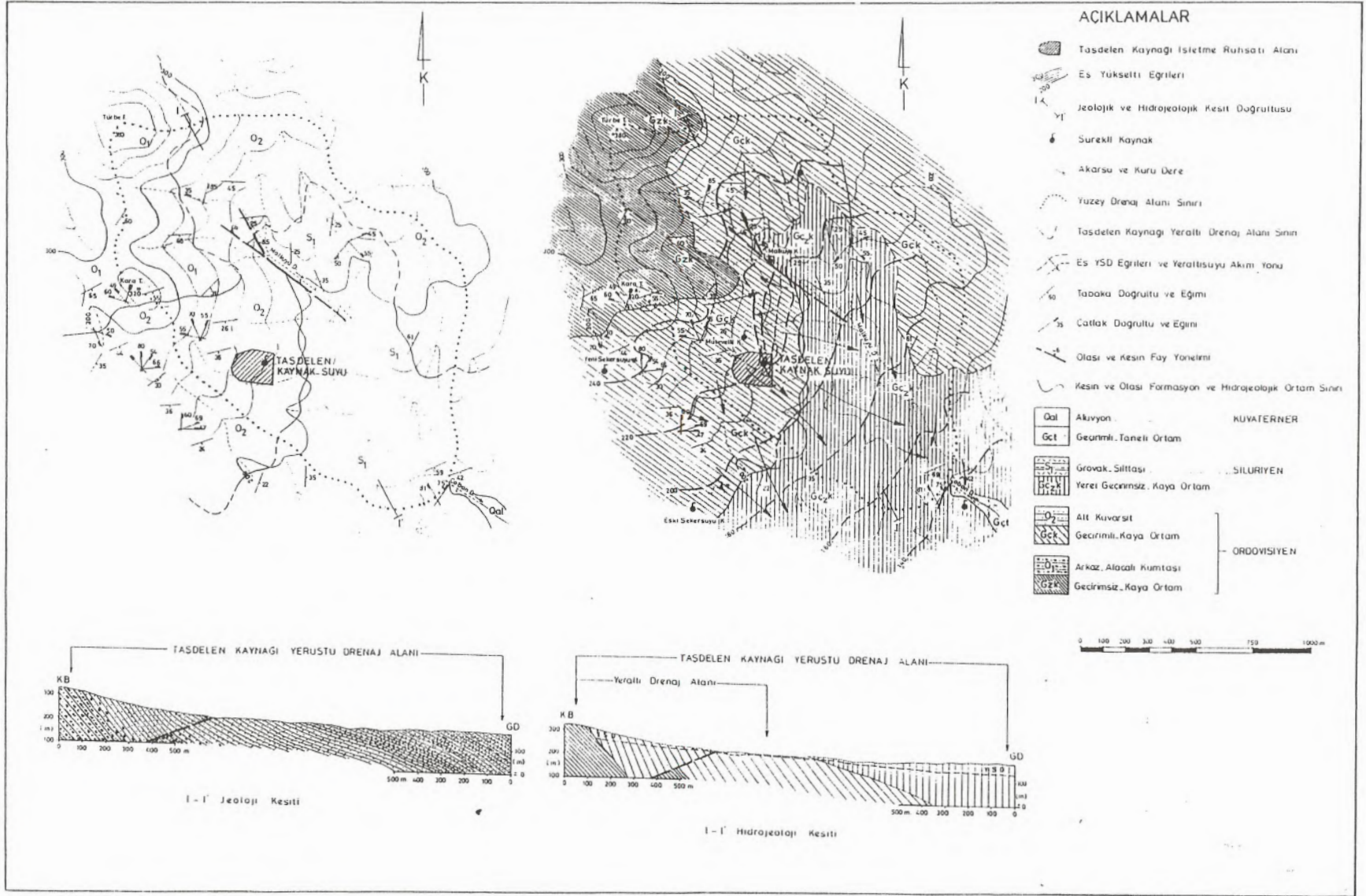
Tüm birimler çok sık çatlaklıdır. Ordovisiyen ve Silüriyen birimlerinde genellikle açık ve bazen yarı dolgulu olan çatlaklar, Devoniyen ve Karbonifer birimlerinde tane inceliğine ve ayrışmaya bağlı olarak genellikle dolgulu ve bazen yarı dolgudur.

Her iki kaynak bölgesinin de yoğun bitki örtüsü ile kaplı oluşu, morfolojik ve petrografik özelliklerindeki bozukluklara bağlı olarak varlığı kesin olan fayları gizlemektedir. Karakulak bölgesindeki tüm kaynaklar ile Taşdelen bölgesindeki Mütevelli ve Malkuyu Kaynaklarının varlığı haritalanmış olan bu olası faylara bağlıdır.

HİDROLOJİ

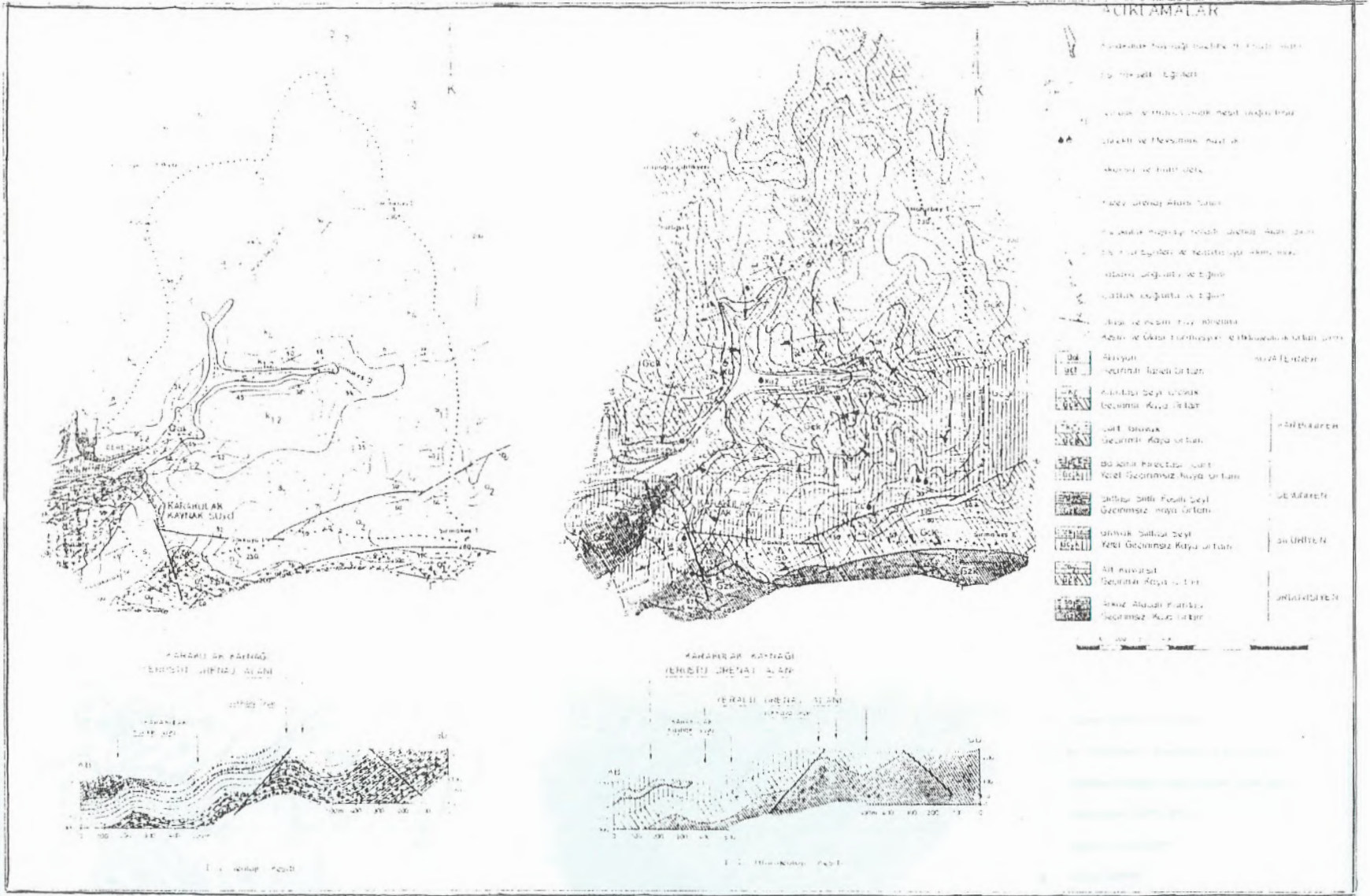
Her iki kaynak bölgesinin yüzey akaçlama alanlarına ait yüzeysuyu özellikleri (akarsu ve kuru dereler, su noktaları) bu bölümde incelenmiştir.

Taşdelen Kaynağı bölgesinin 1,8 km² yüzey akaçlama alanının ana akarsuyunu oluşturan Malkuyu deresi GD'ya akışlıdır. 2,1 km² büyüklükteki Karakulak Kaynağı bölgesinin yüzey akaçlama alanı içindeki ana akarsu ise batıya akışlı Sırmakeş deresidir. Taşdelen bölgesindeki Taşdelen, Mütevelli ve Malkuyu Kaynakları ile Karakulak bölgesindeki Karakulak, Deliosman ve Sırmakeş Kaynakları, bu bölgelerin bilinen ve sürekli yararlanılan temel su noktalarıdır. Tümü kaptaja alınmış olan bu kaynaklar dışında arazide mevsimlik sızıntılar şeklinde bazı su çıkışlarına da rastlanmaktadır. Olasılıkla bir formasyon kaynağı niteliğindeki Taşdelen dışında, sözü edilen bu kaynak-



Şekil 2 Taşdelen Kaynak Kuyusu dolayının jeolojî-hidrojeolojî haritaları ve kesitleri

Figure 2 Geological and hydrogeological maps of the vicinity of Taşdelen Spring and the cross-sections.



Şekil 3 Karakulak Kaynak Suyu dolayının jeolojî-hidrojeolojî haritaları ve kesitleri.

Figure 3 Geological and hydrogeological maps of the vicinity of Karakulak Spring and the cross-sections.

ların tümü fay kaynağı türündedir. Dere yataklarındaki bir kaç kuyu ve yerleşim alanları içindeki bazı çeşmeler diğer su noktalarını oluşturur (Şekil 2, 3).

HİDROJEOLOJİ

İnceleme alanlarındaki kayaç birimleri, mevcut açık süreksizliklerinin (tabaka, çatlak, vb) yoğunluğuna ve birbirleriyle olan ilişkilerine bağlı olarak gelişen geçirimsizliklerine göre hidrojeolojik açıdan 4 kümede toplanmıştır.

Fissür ve çatlak sistemlerinin gelişmemiş olması, var olanların ise silis dolgulu oluşları yanısıra arkozlardaki feldispatların kaolenizasyon ürünü kille dolgulu bulunuşları nedeniyle, Ordovisiyen yaşlı "arkoz-alacalı kumtaşı, o₁" ve Devoniyen yaşlı "silttaşı-siltli fosilli şeyl, d₂₋₃" istifleri, hidrojeolojik açıdan "geçirimsiz ortam, Gz" olarak adlandırılmıştır.

Çatlak sistemlerinin iyi gelişmiş olmasına rağmen çatlakların üst seviyeler dışında, yüzeyden tabana doğru giderek killi-siltli malzeme ile daha çok doldurulması, tane boyutunun inceliği, istifler içinde yerel geçirimsiz kilitaşı-şeyl ara seviyelerinin varlığı, Silüriyen yaşlı "grovak-silttaşı, s₁" ve Devoniyen yaşlı "bademli kireçtaşı-çört, d₄" istiflerinin, hidrojeolojik açıdan "yerel geçirimsiz-yarı geçirimli kaya ortam, gçk_z" olarak adlandırılmasına neden olmuştur. Bu tür ortamlar, düşük kapasiteli yarı basınçlı ve yarı serbest çatlaklı kaya akiferi oluşturmaktadır.

Çatlak sistemlerinin iyi gelişmiş ve çoğunlukla açık oluşu yanısıra bunların su iletimini sağlayacak bir konum geometrisine sahip olmaları, Ordovisiyen yaşlı "alt kuvarsit, o₂" ile Karbonifer yaşlı "çört-grovak, k₁₋₂" ve "kumtaşı-şeyl-grovak, k₄" istiflerinin, hidrojeolojik açıdan "geçirimli kaya ortam, Gçk" olarak adlandırılmasını sağlamıştır. Taşdelen ve Karakulak bölgelerinde kaptaja alınmış olan tüm kaynak suları, değişik basınçlı ve serbest karakterler taşıyabilen bir çatlaklı kaya akiferi niteliğindeki bu hidrojeolojik ortam içinden çıkmaktadır.

Gevşek bir killi-siltli-kumlu çimento ile tutturulmuş olan ve kum-çakıl-blok boyutundaki çevre kayaç parçalarından oluşan Kuvaterner yaşlı "alüvyon, Q_{a1}", hidrojeolojik açıdan "geçirimli taneli ortam, Gçt" oluşturmaktadır. Her iki kaynak bölgesinin de ikincil önemli yeraltısu potansiyeli-

lini barındıran bu hidrojeolojik ortam serbest akifer niteliğindedir.

Kaynakların boşalım kotları temel alınarak hazırlanan eş yeraltı su düzeyi eğrileri, hidrolik eğim değerlerindeki değişimlerle, aynı zamanda hidrojeolojik ortam türlerinin de bir göstergesi durumundadır. yüzey akaçlama sistemi genellikle yeraltısu tarafından beslenmektedir.

İncelenen kaynakların resmi kuruluşlarca yapılan kimyasal analizleri esas alınarak, içme suyu özellikleri de değerlendirilmiştir. Sağlanan veriler ışığında, tüm kaynak suları 1. derece içme suyu kaynak suyu niteliğinde görülmüştür (Çizelge 1).

KAYNAK SUYU İŞLETMELERİNİN GÜNCEL DURUMU

Sultan III. Murad'ın annesi Nurbanu Sultan tarafından vakfedilen ve 1582 yılından bugüne kullanılmakta olan Taşdelen Kaynak Suyu'nun kaptaj tesisi, 2 kaynağın suyunu toplayan bir sağ galeri ile 4 kaynağın suyunu toplayan bir sol galeriden oluşmaktadır (Şekil 4). Kaptaj sahası yüzeyde iri blokaj taşlarla örülmüş, araları ve üzeri çimento harcı ile sıvanarak bir beton kaplama oluşturulmuştur. Yüzey sularının koruma alanına girmesini önlemek için çepeçevre bir çevirme hendeği ve betonlanmış alan içinde de ayrıca su toplama kanalları yapılmıştır. İşletmede 1969 yılında küçük şişe, 1976 yılında da galon dolmuş tesisleri hizmete sokulmuştur. Kaptaj galerilerinde toplanarak bir boru hattıyla depolara alınan su, klorlandıktan sonra dolmuş tesisine getirilmektedir.

Valide kethüdası Yusuf Ağa tarafından 1796 yılında vakfedilerek kullanılmaya başlanan Karakulak Kaynak Suyu'nun kaptaj tesisi bugünkü görünümüne 1958 yılında kavuşturulmuştur. Kaptajı, giriş yönüne göre sağ ve sol galeri olarak adlandırılan 2 galeriden ibarettir (Şekil 5). Günümüzde sadece sol galeri içinde drenlerle toplanan kaynak suyundan yararlanılmakta, sağ galeri ise daha girişinde beton bir duvar ile kapatılarak iptal edilmiş bulunmaktadır. Kaptaj sahası iri blokaj taşlar ile kaplanmış ve araları harçla doldurularak, ayrıca bir çevirme hendeği yapılarak, yüzey sularının yeraltına sızması önlenmeye çalışılmıştır. Sol kaptaj galerisinde toplanan su, 160 ml bir boru hattıyla getirildiği bir bekleme odasından geçirilip dinlendirildikten ve otomatik olarak klorlandıktan sonra elle çalışan tabancalar kullanılarak damacanalara doldurulmaktadır.

KAYNAK SULARININ OLUŞUM-DEBİ VE KİMYASAL BİLEŞİM ÖZELLİKLERİ

Taşdelen kaynağı, Ordovisiyen yaşlı "alt kuvarsit, o_2 " biriminin orta seviyelerinden boşalmaktadır (Şekil 4). Hidrojeolojik açıdan "geçirimli kaya ortam Gçk olarak adlandırılan bu birim alttan "geçirimsiz ortam, Gz" niteliğindeki Ordovisiyen yaşlı "arkoz-alacalı kumtaşı, o_1 " istifıyla, üstten de "yerel geçirimsiz-yarı geçirimli kaya ortam, gçk_z" niteliğindeki Silüriyen yaşlı "grovak-silttaşı-şeyl, s_1 " istifıyla sınırlanmıştır. Formasyon kaynağı niteliğindeki Taşdelen Kaynağı'nın akiferi, boşalım alanında "basınçlı çatlaklı kaya akiferi" özelliği taşımaktadır.

Karakulak Kaynağı, hidrojeolojik açıdan "yerel geçirimsiz-yarı geçirimli kaya ortam, gçk_z" niteliğindeki Silüriyen yaşlı "grovak-silttaşı-şeyl, s_1 " istifinin alt seviyelerinden boşalım göstermekte ise de fay kaynağı özelliğindeki bu kaynağın temel akiferini "geçirimli kaya ortam, Gçk" niteliğindeki Ordovisiyen yaşlı "alt kuvarsit, o_2 " birimi oluşturmaktadır. Boşalım alanında "yarı basınçlı-yarı serbest çatlaklı kaya akiferi" niteliği taşıyan Karakulak Kaynağı akiferi, tabandan "geçirimsiz ortam, Gz" özelliğindeki Ordovisiyen yaşlı "arkoz-alacalı kumtaşı, o_1 " istifıyla sınırlanmıştır (Şekil 5).

6 ayrı noktada boşalım gösteren Taşdelen Kaynağı'nın toplam debisi 18.9.1986-20.4.1987 tarihleri arasındaki sürekli ölçümlere göre, 16-17.12.1986 tarihindeki $74 \text{ m}^3/\text{gün}$ 'lük en düşük ve 24.3.1987 tarihindeki $234 \text{ m}^3/\text{gün}$ 'lük en yüksek değerler arasında değişim göstermektedir. Ortalama debi $80-85 \text{ m}^3/\text{gün}$ dolayındadır. Eldeki verilerden hareketle hazırlanan debi-zaman "Q=f (t)" grafiğine göre, Mart ayında maksimuma erişen kaynak debisi, Aralık ayına kadar süregiden bir azalma dönemi geçirmekte ve eğrideki sivri piklerden anlaşıldığı üzere ani yağışlardan hemen etkilenmektedir.

Karakulak Kaynağı'nda ise, arasıra yapılan debi ölçümleri bile kaydedilmemiş olduğu için, kaynağın debi-zaman ilişkisi ve ortalama debi değeri bir söz söylemek olasılığı olmamıştır. 1976-1987 yılları arasında değişik araştırmacılarca ölçülen ve sadece sol galerinin su gelirini belirten debi değerleri $17-26 \text{ m}^3/\text{gün}$ arasında değişmektedir. 10.11.1988'deki doğal durumuyla bu çalışmada ölçülen debi değeri $12 \text{ m}^3/\text{gün}$, sol galerideki drenlere uygulanan çok basit bir müdahale ile (drenler içinde bir dal parçasının ileri geri hareket ettirilmesi) 2 gün sonra ölçülen debi değeri ise $17 \text{ m}^3/\text{gün}$ dolayındadır.

Taşdelen ve Karakulak Kaynakları ile bu

bölgeler içinde kalan diğer önemli kaynak sularını oluşturan Mütevelli ve Sırmakeş kaynak sularının kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de verilmiştir. Görülen kimyasal kalite üstünlüğü, kaynak sularının akiferlerini oluşturan hidrojeolojik ortamların kayaç litolojisine bağlıdır ve doğal olarak kaynak ömrü boyunca da süregidecektir.

KAYNAK SULARININ KAPTAJ SORUNLARI VE ÇÖZÜM ÖNERİLERİ

Taşdelen ve Karakulak Kaynak sularının kaptaj sistemleri; kendilerini oluşturan yeraltı galerilerinin ve yerüstündeki blokaj taşlar üzerine beton kaplama inşaatları öncesinde yapılması zorunlu bulunan ve bu sistemleri plânlayıcı olan ayrıntılı hidrojeolojik araştırmaların yeterince gerçekleştirilmemesine bağlı olarak güncel bazı önemli sorunlar taşımaktadır. Bu sorunları, kaynaklardan optimum debinin sağlanamaması ve kaynak sularında zaman zaman görülen bulanıklık oluşturur.

Kaynak Sularının Optimum Debilerinin Sağlanamama Nedenleri ve Çözüm:

Taşdelen ve Karakulak Kaynaklarında düzenli aralıklarla yapılmış debi ölçümleri bulunmamaktadır. Taşdelen Kaynağı'nın sadece 18.9.1986-20.4.1987 tarihleri arasındaki düzenli ölçümleri ile Karakulak Kaynağı'nın herhangi bir zaman aralığını dahi içermeyen 6-7 ölçümü, bu kaynakların işletmesine temel alınacak uzun zaman aralığındaki gerçek ortalama debilerini ortaya çıkarmaktan çok uzaktır. Büyük bir teknik eksiklik oluşturan bu durum dışında, şiddetli yağışlar sonrasında ve de sırasında görülen ve hiç bir zaman işletme debisine bir ölçüt oluşturmaması gereken ani debi artışları da var olan kaptaj sistemindeki kusurların bir sonucu olarak nitelendirilebilir.

Her iki kaynak kaptajının da en önemli ortak kusuru, kaptaj galerilerinin yüzeye çok yakın olarak sürülmesidir. Öyleki, galeri tavanı ile yüzey arasındaki malzeme kalınlığı 0,8-2,6 m'ler, galerilerdeki kaynak noktaları ile yüzey arasındaki malzeme kalınlığı da 2,6-4,6 m'ler arasında değişmektedir. Bu düşük kalınlık değerleri, galerilerdeki kaynak suyu çıkış noktalarının her iki bölgede de yüzeydeki ayrılmış, killi-siltli malzeme içinde kalmasına yol açmıştır. Gerekli ayrıntılı araştırmaların kaptaj yapımı öncesinde yeterince gerçekleştirilmemiş olmasına bağlı bilinmezliğin verdiği çekingenlik, kaynak suyu çıkış noktalarının daha aşağı kotlardaki geçirimli kaya ortam seviyesine kadar indirilmesi için yapılacak geliştirme işleminden kaçınılması sonucunu getirmiştir. Bu nedenlerle, gereken geliştirme işlemleri yapılmamış olan kaynaklar, özellikle Karakulak Kaynağı'nda görüldüğü gibi, galerilerin çok sığ derin-

Kaynak Suları		TAŞDELEN	MÜTEVELLİ	KARAKULAK	ÇİĞMAREŞ
Analiz Özellikleri		Kaynak Suyu	Kaynak Suyu	Kaynak Suyu	Kaynak Suyu
FİZİKSEL	Sıcaklık, °C	-	-	-	-
	Renk, Pt birimi	-	-	-	-
	Bulanıklık, Sb birimi	Yok	Yok	Yok	Yok
	Buharlaştırma Kalıntısı, mg/lit	37.5	45.0	-	-
KALİTE	pH	6.0	5.8	6.8	7.0
	EC, µs/cm	50	50	-	-
	Karbonat Sertliği, °F	-	-	-	-
	Karbonat Olmayan Sertlik, °F	-	-	-	-
	Toplam Sertlik °F	1.3	3	2	-
	Toplam Çözünmüş Katı Madde, mg/lit	32	38	-	-
ZEHİRLEYİCİ	Siyahur, Cr ⁶⁺	-	-	-	-
	Kurşun, Pb ²⁺	-	-	-	-
	Arsenik, As ³⁺	-	-	-	-
	Selenyum, Se ⁶⁺	-	-	-	-
	Krom, Cr ⁶⁺	-	-	-	-
	Cıva, Hg	-	-	-	-
KİRELİCİ	Nitrit, NO ₂	Yok	Yok	-	-
	Nitrat, NO ₃	-	-	Yok	Eser
	Amonyak, NH ₃	Yok	Yok	-	-
	Organik Maddeler	0.3	0.4	2.2	0.1
İÇİLEBİLİRLİĞİ ETKİLEYİCİ	Mangan, Mn ²⁺	-	-	Yok	Yok
	Demir, Fe ²⁺	-	-	Yok	Yok
	Bakır, Cu ²⁺	-	-	Yok	Yok
	Çinko, Zn ²⁺	-	-	Yok	Yok
	Bor, B ³⁺	-	-	-	-
	Baryum, Ba ²⁺	-	-	-	-
	Alüminyum, Al ³⁺	-	-	-	-
	Silisyum, SiO ₂	-	-	-	-
	Potasyum, K ⁺	-	-	-	-
	Sodyum, Na ⁺	-	-	-	-
	Magnezyum, Mg ²⁺	0.7	2.4	-	-
	Kalsiyum, Ca ²⁺	5.0	8.0	-	-
	Sülfat, SO ₄ ²⁻	-	-	Yok	Yok
	Klorür, Cl ⁻	21.3	21.3	14	11.75
	Karbonat, CO ₃ ²⁻	0.0	0.0	-	-
	Bikarbonat, HCO ₃ ⁻	13.3	24.4	-	-
	Fosfat, PO ₄ ³⁻	-	-	-	-
	İyot, I ⁻	-	-	-	-
	Fluor, F ⁻	-	-	Yok	0.1
Oksijen, O ₂	-	-	-	-	
Karbondioksit, CO ₂	-	-	-	-	
Koliform Bakteriler	-	-	-	-	
Debi, lit/sn	0.70-1.00	0.25-0.45	0.17-0.46	0.53-0.75	
Ortalama Kotu, m	220	230	103	204	

Çizelge 1 İncelenen kaynak sularının Çeşitli analiz sonuçları.

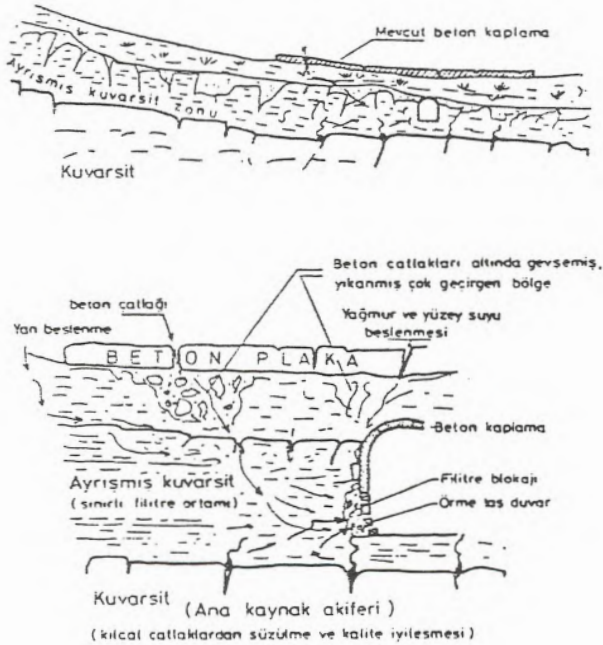
Table 1 The results of several analysis belong to spring water under this investigation.

likte sürülmüş olmalarına bağlı önemli bir ek nedenle, drenlerinin ince boyutlu malzeme ve bitki kökleri ile tıkanması sonucu, gerçek debileriyle akış gösterememektedirler.

Bazı varsayımlarla yola çıkılsa bile, kaynak sularının yeraltısuyu bilançosu hesaplarının beslenme ile boşalım arasında yaklaşık bir eşitliği ifade etmesi, sözkonusu kaynaklar ile olan boşalmanın bulunan yeraltısuyu potansiyelinin büyük bir bölümünü oluşturduğunu göstermektedir. Başka bir deyişle, var olan kaynakların çeşitli şekillerde geliştirilmesi ile debilerinin artırılması küçük sınırlar içinde kalacaktır. Böylelikle bundan sonra geliştirilmesi planlanan kaynaklarda hedefin, varolan ve boşalan suyun tamamından yararlanılmasına yönelik olması gerektiği sonucuna varılmaktadır ki, bu üzerinde durulması gereken önemli bir konudur. Sağlanan tüm bilgiler ışığında heriki kaynağın geliştirilmesi için aşağıdaki çalışmaların yapılması, küçük sınırlar içinde de kalsa kaynak debilerinde görülür bir artış meydana getirecektir.

I. Taşdelen Kaynağı'nda optimum debinin sağlanmasına yönelik çözüm önerileri:

a) Diğerlerine göre yüksek kotlarda ve sığ derinlikte bulunan K3 ve K4 kaynak noktalarında 1 m dolayında derinleştirme yapılmalı ve ortaya çıkacak kazı çukurları kuvars kumu ve çakıldan



Şekil 6 Kaynak suyunda bulanıklılığın temel nedeni.

Figure 6 Maden reason of the turbidity in the spring water.

oluşan filtre malzemesi ile yeniden doldurulmalıdır.

b) K1, K2, K5 ve K6 kaynak noktalarını bağlayan galerilerdeki dren borularının çapları büyütülerek içlerinde birikebilecek ince taneli malzeme ve bitki kökleri periyodik olarak (örneğin her ay) temizlenmelidir.

II. Karakulak Kaynağı'nda optimum debinin sağlanmasına yönelik çözüm önerileri:

a) Galeriye gelen sudaki bulanıklılık giderilerek bu galeriden gelen su kesinlikle üretime katılmalıdır.

b) Sol galeride mevcut 28 drenin içi öncelikle temizlenerek ince taneli ayrılmış kayaç malzemesinin ve özellikle ağaç köklerinin neden olduğu tıkanıklılık giderilmeli, daha sonra da bu drenler daha geniş çaplı olarak yeniden açılmalıdır. Gerçekten inceleme tarihinde (Aralık 1988) sadece 12 drenin çalışmakta olduğu saptanmış ve tıkanan drenler bir dal parçasıyla bile olabildiğince temizlendiğinde, gelen toplam su miktarının aniden % 75 arttığı, bir kaç gün sonra da temizlenmeden önceki debiye göre % 40 artışla kararlılık kazandığı görülmüştür.

Yukarıda her iki kaynak suyu için ayrı ayrı önerilen işlemlerin yapılması durumunda, Taşdelen Kaynağı'ndan yaklaşık % 15-20, Karakulak Kaynağı'ndan ise yaklaşık % 250-300 oranında daha fazla su üretilebileceği düşünülmektedir.

Kaynak Sularının Bulanıklılık Gösterme Nedenleri ve Çözüm:

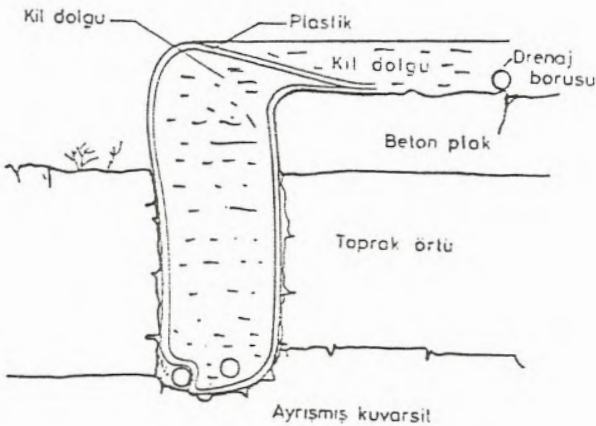
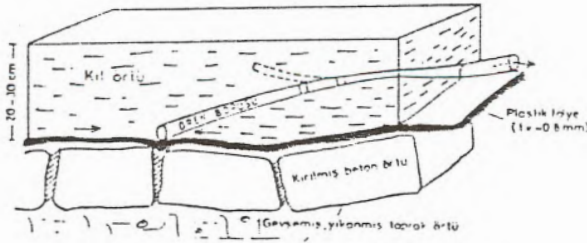
Taşdelen ve Karakulak Kaynak sularının zaman zaman gösterdikleri geçici bulanıklılığın ana nedeni; geçirimli kaya ortamın oluşturduğu çatlaklı kaya akiferinden doğal koşullarda boşalan temiz ve berrak yeraltısuyuna, yeterli süzülme boyu olmaksızın kısa yoldan ulaşarak karışan yağış suları oluşturmaktadır. Yüzeydeki sellenme suyunun yeraltına hızla inişini gösteren bu durum; kaptaj galerileri üzerindeki malzeme kalınlığının az oluşundan, blokaj taşları arasındaki açıklıklardan, beton kaplamada ve çevirme hendeklerinde oluşan ayrılmalardan ve en önemlisi de beton kaplama alanı içinde ve çevresinde bırakılmış olan ağaçların kök basınçları sonunda ortaya çıkan çatlaklar gibi süreksizlik açıklıklarından kaynaklanır (Şekil 6).

Bulanıklılığın diğer bir nedenini de her iki kaynak kaptaj alanının hemen yakınında (15-40 m mesafede) yeralan ve hareket yönü betonlanmış koruma alanına doğru olan aktif heyelanlar meydana getirmektedir. Bu heyelanlar, yüzeydeki bitkisel

toprağı hareket ettirerek yüzeysel suların süzülmesini kolaylaştıran gevşek bir örtü oluşturmak suretiyle ayrıca neden olduğu açık çatlaklarla, yağış suyunun yeraltına doğrudan inişine ve kaptaj koruma alanındaki mevcut kaplamanın sürekli gelişmeler etkisi altında kalmasına yol açmaktadır.

Yalnızca yağış sırasında ve sonrasında bulanıklılığın görülmesine neden olan bu etkenler yanısıra, Karakulak Kaynağı kaptajındaki sağ galerinin sürekli bulanık olmasına ve kullanılmasına yolaçan özel nedenler de bulunmaktadır. Bunlar; sağ galerinin hemen yakınındaki Deliosman suyunun yeraltındaki oda kaptajından taşan suyun yeraltından sağ galeriye ulaşması ve yine bu oda kaptaj noktasındaki kazı yapılmış alana gelen yağış suyunun, kazı sonucu kalınlığı azalan bu bölgede birikerek sığ olan sızdırma zonu içinde yeterli filtrasyona uğramadan yeraltına inişidir.

Sağlanan bu veriler ışığında, her iki kaynağın da bulanıklılığının giderilmesi için aşağıdaki çalışmaların yapılması gereklidir.



Şekil 7 Yüzeysel sızdırmazlığı için alınabilecek bir Örnek.

Figure 7 A sample to prevent the percolation from surface.

a) Kök basınçları ile Karakulak'daki iri blokaj taşlı kaplamayı ve Taşdelen'deki beton kaplamayı çatlatan, bundan sonra yapılacak olan benzeri kaplamaları da çatlatacak olan, koruma alanı içindeki ve hemen yakın çevresindeki ağaçlar kesilmelidir.

b) Yüzeysel akaçlaması ve izolasyonu yenilenmesi önerilen alan olarak belirlenen bölgede kesin sızdırmazlık sağlanmalıdır. Bunun için, sağlığa zararlı olmayacak ancak geçirimsizliği arttıracak katkı maddeleri ilave edilmiş püskürtme beton (sıcak beton gibi) ile bir örtü oluşturulabilir (Şekil 7).

c) Heyelanlı alanların geçirimsiz hale getirilmesi için, önce yüzey iyice temizlenmeli daha sonra geçirimsizliği ve duraylılığı sağlayıcı önlemlerin alınması düşünülmelidir.

Her iki kaynak bölgesi için bulanıklılığı gidermek amacıyla ortak olarak alınacak bu önlemler dışında; beton kaplamalı Taşdelen koruma alanındaki fazla akaçlama kanalı doldurularak iptal edilmeli, Karakulak için de sağ galeriden yararlanabilmek açısından özellikle önem taşıyan Deliosman suyu oda kaptajı iyileştirilerek (ya da yeniden yapılarak) bu noktadaki süzülme derinliğini azaltan ve yağış suyunu biriktiren kazı alanı geçirimsiz hale getirilmelidir.

SONUÇ

İstanbul-Taşdelen ve Karakulak Kaynak suyu (membra suyu) kaptaj alanlarının ve çevre hidrojeolojisini incelenmesiyle, bu kaynak sularında zaman zaman görülen bulanıklılığın ve debide yetersizliğin nedenleri belirlenmiştir. Böylece bir kaynak suyunun kaptaj tesislerinin yapımına geçilmeden önce gerçekleştirilecek hidrojeolojik araştırmanın zorunluluğu bir kez daha ortaya çıkmış ve ancak bu şekilde gerek kaptaj tesislerinin ve gerekse koruma alanlarının sağlıklı yapılabileceği, sözkonusu kaynak sularında görülen sorunlar örneğiyle somut olarak açıklanmıştır.

KATKI BELİRTME

İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı elemanlarınca, İstanbul Vakıf Memba Suları İşletme Müdürlüğü'nün başvurusu üzerine bir proje şeklinde ve her iki kaynak suyu için ayrı ayrı yürütülerek gerçekleştirilen bu araştırmaya olan katkılarından dolayı Prof. Dr. Mahir VARDAR'a, Y. Müh. Rahmi EYÜBOĞLU'na, Vakıf Memba Suları Müdürü Müh. Selçuk ORHON'a ve koordinatör Ahmet ŞEN'e içten teşekkürlerimizi sunarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alduman, K., Alperat, A., Yeniley, A. 1983, Taşdelen Memba Suyu Kaptajlarının Islâhı ile İlgili Teknik Rapor, DSİ 14, Bölge Md., 2 s., İstanbul.
- Alduman, K., Şamilgil, K., 1985, Taşdelen Kaynaklarının Jeolojik ve Hidrojeolojik İstikşaf Etüdü, DSİ 14. Bölge Md., 3 s., İstanbul.
- Berkün, E., 1982, Taşdelen Memba Suyu Hidrojeolojik Etüd Raporu, 2 s., İstanbul.
- Berkün, E. 1987, Rapor, 1 s., İstanbul.
- Bilican, A., Kahraman, S. Kıvançer, A.K., Suda, H., 1983, Rapor, 3 s., İstanbul,
- Erguvanlı, K., Yüzer, E., 1984, Yeraltı Suları Jeolojisi, İTÜ Maden Fakültesi Yayını, No. 23, 339 s., İstanbul,
- Eroskay, S.O., 1976, Karakulak Kaynağı Hidrojeolojik İncelemesi, 2 s., İstanbul.
- Göknil, H.M., Kor, N., Köşoğlu, M., Sarkaya, Z.H., 1980 Taşdelen Memba Suyunun Etüdü ve Islâhı ile İlgili Rapor, İTÜ İnşaat Fakültesi Çevre Müh. Böl., 4 s., İstanbul.
- Kılıç, H., Muş, A.K., 1987, İstanbul-Alemdağ-Mütevelli ve Beykoz-Karakulak Suyu ile İlgili Çalışma Raporu, İstanbul Köy Hizmetleri 18. Bölge Md., 3 s., İstanbul.
- Konyalı, İ.H., 1977, Üsküdar Tarihi, Ahmet Sait Matbaası, İstanbul.
- Kurama, H., Kahya, S., 1976, İl Kaynak İnceleme Kurulu Raporu, 2 s., İstanbul.
- Kuratorium Für Kulturbauwesen Deutscher Verein von Gasund Wasserfachmannern, 1960, Kleinbauwerke der Wasserversorgung Hinweise und Arbeitsblätter, (Çev. Muslu, Y., 1968, Küçük Su Getirme Tesisleri, 10-XI s., İTÜ Kütüphanesi, S. 718, İstanbul).
- Nirven, N.S., 1846, İstanbul Suları, Halk Basımevi, 247 s., İstanbul.
- Resmi Gazete, 23/6/1972, Galeri-Tünel ve Kehriz Yapımı, S. 14224, 16 s., Ankara.
- Resmi Gazete, 17/6/1974, Kaynak Suları Yönetmeliği, S. 14918, s. 8-13, Ankara.
- Saraçlı, R., 1982, İstanbul-Beykoz-Sırmakeş ve Karakulak Kaynak Suları ile Dolayının Hidrojeolojisi, İTÜ Maden Fak. Bitirme Ödevi, 44 s., İstanbul.
- Türk Standartları Enstitüsü, 1967, İçme Suları, TS 266/Nisan 1965, UDK 663.7: 543, 32 s., Ankara.
- Türk Standartları Enstitüsü, 1986, İçme Suları, TS 266/Haziran 1984, UDK 662.6: 543, 91-VI s., Ankara.
- Tüstaş, 1988, İstanbul Vakıf Memba Suları İşletmesi Taşdelen Memba Suyu Tesisinin Modernizasyonu, Ankara.
- Uluhan, R., Süral, C., 1976, İl Kaynak İnceleme Kurulu Raporu, 2 s., İstanbul.
- Yıldırım, C., 1981, İstanbul Boğazı-Ömerli Barajı Arasındaki Önemli Kaynak Suları ve Alemdağ-Sultançifliği Yöresinin Kaynak Sularının Hidrojeolojisi, İTÜ Maden Fak. Bitirme Ödevi, 74 s., İstanbul.
- Yüzer, E., Öztaş, T., Dumlu, O., 1989, İstanbul Vakıf Memba Suları İşletmeleri Taşdelen Kaynağı ve Dolayının Hidrojeolojik Etüd Raporu, İTÜ Yerbilimleri ve Yeraltı Kaynakları UYG-AR Merkezi Rapor No. 1989/2, 47 s., İstanbul.
- Yüzer, E., Öztaş, T., Dumlu, O., 1989, İstanbul Vakıf Memba Suları İşletmeleri Karakulak Kaynağı ve Dolayının Hidrojeolojik Etüd Raporu, İTÜ Yerbilimleri ve Yeraltı Kaynakları UYG-AR Merkezi Rapor No. 1989/3, 45 s., İstanbul.

LEVENT KUZEYBATISINDA (AKÇADAĞ-MALATYA) ULUPINAR FORMASYONUNUN (MAESTRIHTIYEN) ORGANİK FASIYES İNCELEMELERİ

The organic facies of Ulupınar formation (Maastrichtian) in the northwestern Levent (Akçadağ-Malatya)

Orhan ÖZÇELİK Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ: Bu çalışma ile Levent kuzeybatısında (Akçadağ-Malatya) yüzeyleyen Maestrihtiyen yaşlı Ulupınar formasyonunun organik fasiyes ayırımı Jones (1987)'un sınıflamasına göre yapılmıştır. İncelemesi yapılan Ulupınar formasyonu çakıltaş, kumtaşı, kumlu mam, kumtaşı arakatkılı mam ile bol rudistli resifal kireçtaşı katkılarından oluşur. Organik madde içeren örneklerin toplam organik karbon ve Rock-Eval pirolizi analizleri sonucunda formasyon CD ve D organik fasiyesine karşılık geldiği belirlenmiştir. Bu fasiyeslerdeki organik maddenin hidrokarbon yönünden oluşum kapasitesi yoktur.

ABSTRACT: In this study, the organic facies classification is done on the Maastrichtian Ulupınar formation located around northwestern of Levent (Akçadağ-Malatya). This formation consist conglomerate, sandstone, sandy marl, marl interbedded with sandstone and reef limestone rich in rudist. As a result from the Rock-Eval pyrolysis and total organic carbon analysis of the selected samples, this formation is equivalent to CD ve D organic facies (Jones, 1987). These organic matters are not important hydrocarbon potential.

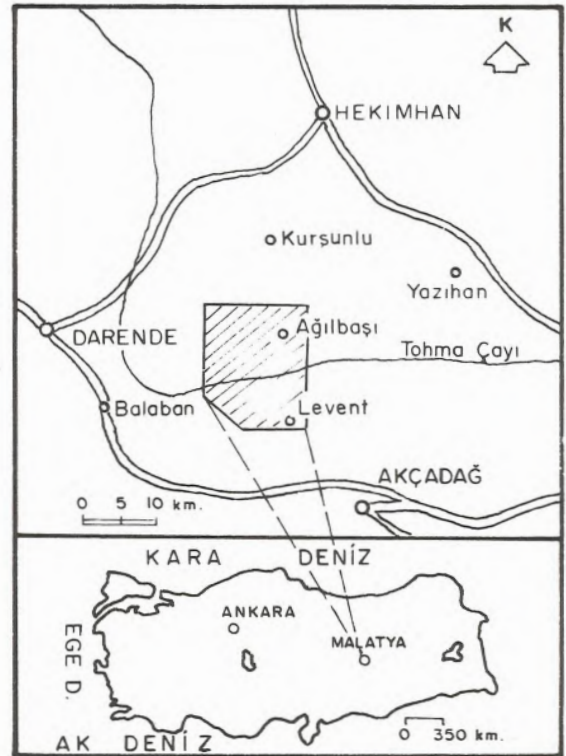
GİRİŞ

Levent (Malatya) kuzeybatısında yüzeyleyen Maestrihtiyen yaşlı Ulupınar formasyonu bu çalışma ile organik fasiyesleri açısından değerlendirilmeye çalışılmış ve yorumlanmıştır (Şekil 1).

İnceleme bölgesinde hidrokarbon ve diğer jeolojik amaçlı çalışmalar sırasına göre; Ayan (1961), Ayan ve Bulut (1964), İlker (1970), Akkuş (1971), Karacabey-Öztemür (1980), Örcen (1985), Özçelik ve diğ. (1990), Bozkaya (1991), Özçelik ve Altunsoy (1991) tarafından yapılmıştır.

Yörede organik fasiyes incelemelerine yönelik bir çalışma ilk kez yapılmaktadır. İnceleme alanına ait jeolojik haritalama, stratigrafik dizilim daha önceki çalışmalarla ortaya konduktan sonra (Özçelik ve Altunsoy, 1991) üç adet ölçülü dikme kesit örnekleri yardımıyla organik fasiyeslere ilişkin bulgular elde edilmiştir.

Toplam organik karbon analizleri ve rock-eval pirolizleri Geochem laboratuvarlarında (Chester-İngiltere) yapılmıştır.



Şekil 1 İnceleme alanının yer bulduru haritası.
Figure 1 Location map of the investigated area.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanı ve yakın çevresinin temelinde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı çörtlü ve mikritik kireçtaşlarından oluşan Horasançal formasyonu yüzeyler (Şekil 2 ve 3). Serpantinitler ve serpantinleşmiş piroksenitlerden meydana gelen Ilıca ofiyoliti Horasançal formasyonu üzerine tektonik dokanaklı olarak gelir. Bu çalışmanın konusunu teşkil eden Maestrihtiyen (Üst Kretase) yaşlı Ulupınar formasyonu ise Horasançal formasyonu ve Ilıca ofiyolitini uyumsuzlukla örter.

Tersiyer yaşlı birimlerden Tohma formasyonu çakıltaşı, kumtaşı, killi kireçtaşı ve kireçtaşı ile temsil edilir. Bu formasyon Lütésiyen (Eosen) yaşlıdır. Sığ şelf ortamında çökelen Çavuş formasyonu ise Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşında olup Tohma formasyonu üzerine uyumsuzlukla oturur. Bunların üzerinden Pliyosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, bazalt ve tüflerden oluşan Göktepe formasyonu gelir. Güncel çökeller bütün bu birimleri uyumsuzlukla örter.

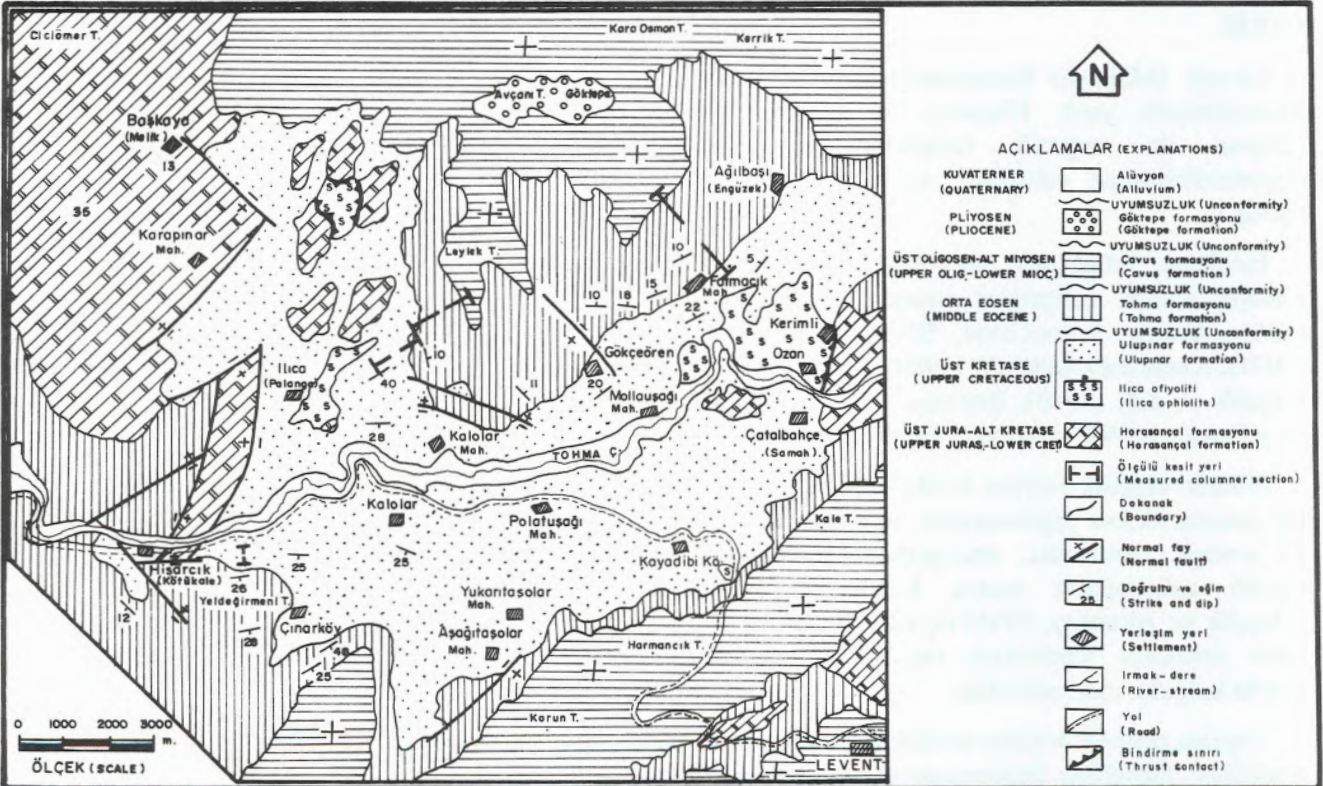
Ulupınar formasyonu tabanda kötü boylanmalı ve gevşek tutturulmuş çakıltaşları ile başlar. Çakıl boyutları 5-50 cm arasında değişen bu düzey kırmızımsı, gri ve yeşil renklidir. Orta ve kalın katmanlı çakıltaşlarında, çakıllar Horasançal for-

masyonu, Ilıca ofiyoliti ve volkanotortul birimlerden türemiş olup alttan üste doğru küçülür. Çakıltaşlarının üstünde yeşil ve gri renkli yer yer toprağımsı ve ince-orta katmanlı mamlar bulunur. Bu düzeyi Kurtini ve Kavıkkaya Tepe çevresinde yüzeyleyen kireçtaşları izler. Bol rudistli kireçtaşlarını içerisinde kumtaşı bantlarının bulunduğu gri renkli mamlar izler. En üst bölümde ise kumlu mamlar yer alır.

İnceleme alanında Ulupınar formasyonuna ait tip kesitlerde Kurtini Tepede 230 m (Şekil 4), Akçukur Mevkii-Leylek Tepede 1425 m (Şekil 5) ve Burunkaya Tepede 300 m (Şekil 6) kalınlık ölçülmüş olup, toplam kalınlık 230-1425 m arasında değişmektedir (Özçelik ve Altunsoy, 1991).

ORGANİK FASİYES İNCELEMELERİ

Levent (Akçadağ-Malatya) kuzeybatısında yüzeyleyen Maestrihtiyen yaşlı Ulupınar formasyonu, Jones (1987)'un geliştirdiği organik fasiyes sınıflamasına göre incelenmiştir. Jones (1987) organik fasiyesleri jeokimyasal ve mikroskobik özelliklerine göre 7 gruba ayırmıştır (Çizelge 1). Bu fasiyeslerin farklı çökme ortamlarına göre yerleri Şekil 7'de verilmiştir. Buna göre, CD organik fasiyesi ayrışmanın değişik basamaklarında bulunan



Şekil 2 İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 2 Geological map of the investigated area.

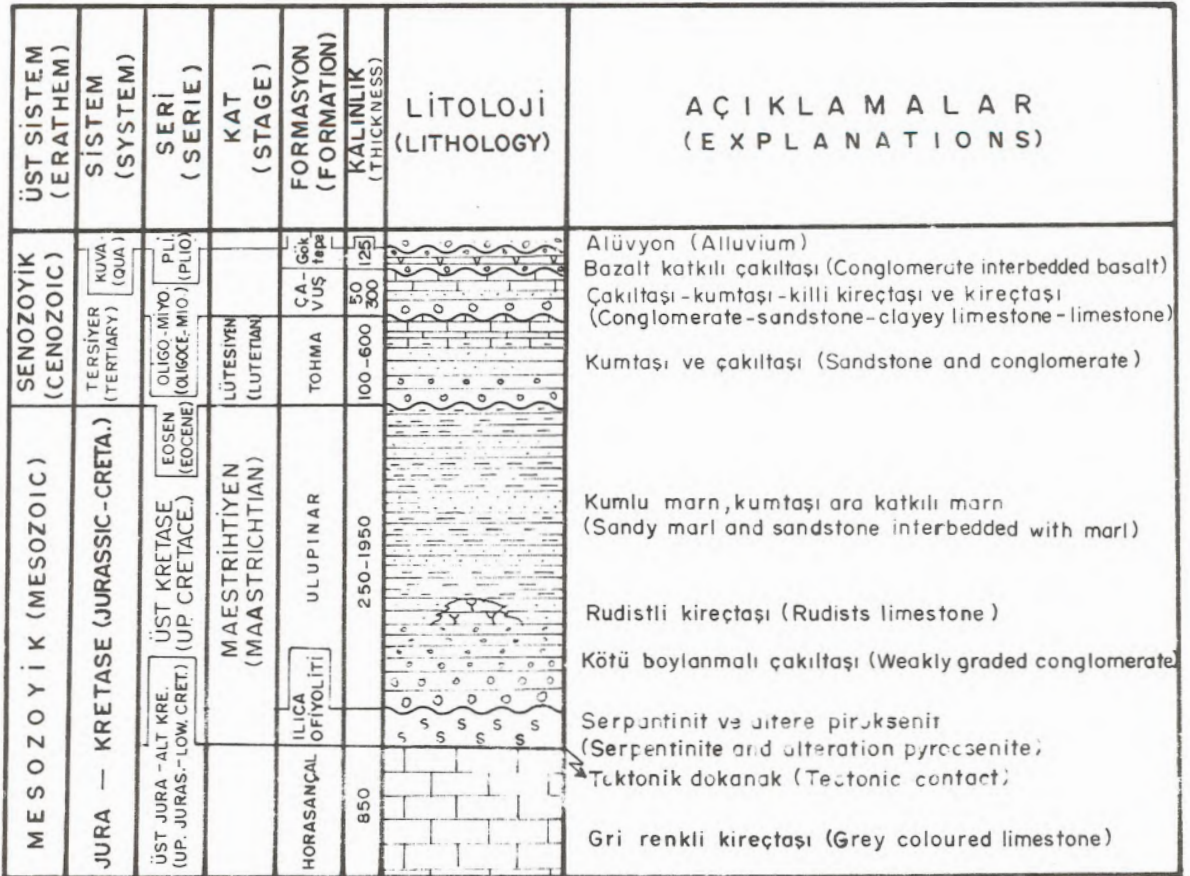
karasal bitki döküntülerinin karışımları, taşınmış organik maddenin değişik miktarları ve bilinmeyen kökenlere ait ince taneli amorf organik maddelerden meydana gelir. Değişik özelliklerdeki organik madde floresans özellik göstermez. H/C ile rock-eval verileri kuru gaz oluşumunu gösteren değerlere işaret eder. CD organik fasiyesi, denizel ve gölsel tortullarda bulunmakta ve çoğunlukla iç selfte gelişmektedir. İnce taneli alüviyal çökeller de CD organik fasiyesinde bulunabilir. Organik madde miktarları daha az olan D organik fasiyesi CD organik fasiyesinin etrafında bir fasiyes olarak yer alır.

D organik fasiyesinde inertinit kömür maseralleri özellikle ağır petrol içinde bulunur. Bu maserale ek olarak bakteri ve diğer etkilerle değiştirilerek kalıntı organik madde haline gelmiş, ısısal olaylarla yüksek oranda ayrışmaya uğramış, taşınan organik madde tipleri de bulunmaktadır. Taşınmış organik madde ve ağır kömür maseralleri genellikle siyah ve köşeli, mineral maddelerle karışmış olarak bulunur (Tissot ve Welte, 1978). D organik

Organik Fasiyes (Organic facies)	%Ro \approx 0,5 de H/C	Piraliz Verileri (Pyrolysis yield)		Egemen Organik Madde (Dominant organic matter)
		HI	OI	
A	$\geq 1,45$	> 850	10-30	Algai, Amorf (Algal, amorphous)
AB	1,35-1,45	650-850	20-50	Amorf, çok az karasal (Amorphous, minor terrestrial)
B	1,15-1,35	400-650	30-80	Amorf, yaygın karasal (Amorphous, common terrestrial)
BC	0,95-1,15	250-400	40-80	Karışık, bazen okside (Mixed, some oxidation)
C	0,75-0,95	125-250	50-150	Karasal bazen okside (Terrestrial, some oxidation)
CD	0,60-0,75	50-125	40-150 +	Okside, taşınmış (Oxidized, reworked)
D	$\approx 0,60$	< 50	20-200+	Yüksek okside, taşınmış (Highly oxidized, reworked)

Çizelge 1 A-D organik fasiyeslerinin bazı genel jeokimyasal ve mikroskobik özellikleri (Jones, 1987).

Table1 Some generalized geochemical and microscopic characteristics of organic A-D (after Jones, 1987).



Şekil 3 İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3 Generalized columnar section of the investigated area.

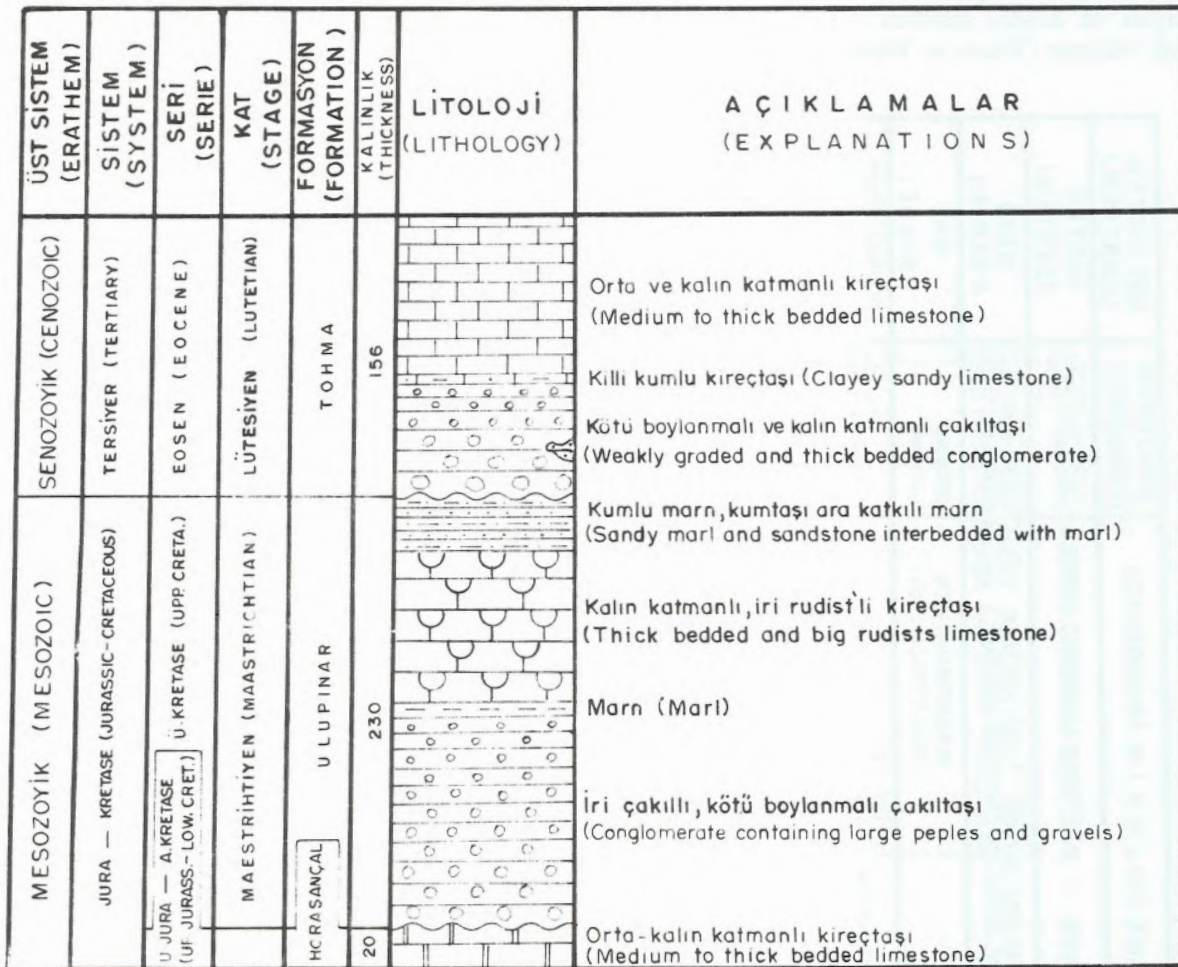
fasiyesi toplam organik karbon içeriği ve diğer özellikleri yönünden değerlendirildiği zaman ekonomik olmayan birikimler şeklinde olduğu görülür. Taşınmış organik madde genellikle yüksek derecede ayrışmaya uğramış sedimanter kayaların oluşturduğu dağ yükseltilerinde ve şelf çökeltilerinde bulunmaktadır. Tane boyu büyük ve yoğunluğu fazla olan taşınmış organik madde, iri taneli ve kötü boylanmalı çökeltiler içinde bulunur. Bu tür çökeltiler bazen türbiditlerin etkisiyle yada denizaltı kaymalarının etkisiyle denizlerde de birikebilir. Karasal çökeltilerin büyük çoğunluğu yüksek oksijenli ortamlarda ve D organik fasiyesinde depolanırlar (Jones, 1987). D organik fasiyesi karbonatlı kayaları da içerebilir. Bu fasiyeste çökeltiler karbonatların çoğunluğu yüksek oksidasyon ortamına işaret eder.

Ulupınar formasyonu kırıntılıları, resifal kireçtaşları ve marnlardan oluşmuş olmak üzere toplam altı örnekten elde edilen organik materyal jeo-

kimyasal analizlere tabi tutulmuş ve rock-eval pirolizi ile toplam organik karbon değerleri şu şekilde bulunmuştur;

Toplam organik karbon (T.O.K.)(%)	: 0,09-0,12
S1 (mgHC/g)	: 0,08-0,23
S2 (mgHC/g)	: 0,08-0,17
S3 (mgCO ₂ /g)	: 1,03-1,24
Hidrojen indeksi (HI)	: 80-170
Oksijen indeksi (OI)	: 1030-1240
T _{max} (C°)	: 473
Jenetik potansiyel (S1+S2)	: 0,16-0,42
Transformasyon oranı (S1/S1+S2)	: 0,50-0,54

Yukarıdaki değerlerden T.O.K., toplam organik karbon miktarını göstermektedir. Bu, kayaçtaki kerojen miktarı ile kerojenden türemiş ancak kayaç dışına atılmamış hidrokarbonlara ait karbon miktarının toplamını verir (Duranda ve diğ., 1972).



Şekil 4 Kurtini Tepe ölçülü dikme kesiti (Özçelik ve diğ., 1990).

Figure 4 Measured column section of the Kurtini Tepe (Özçelik et al, 1990).

Rock-eval pirolizi ile özel bir ısı programı altında ve oksijensiz ortamda öncelikle serbest hidrokarbonlar (S1) açığa çıkar. Isı artışı ile korejen parçalanarak yeni hidrokarbonlar oluşur (S2). Piroliz sırasında bir miktar da CO₂ açığa çıkar (S3). Bu değerlerden S2'nin toplam organik karbon miktarına bölünmesiyle hidrojen indeksi (HI), S3'ün toplam organik karbon miktarına bölünmesiyle oksijen indeksi (OI) elde edilir. S1 ve S2'nin toplanmasıyla jenetik potansiyel, S1 değerinin S1 ve S2 toplamına bölünmesiyle de transformasyon oranı bulunur.

Örneklerde vitrinit bulunamamıştır. Egemen organik madde taşınmış ve oksidedir. Oksijen indeksinin çok yüksek olması nedeniyle HI-OI diyagramına uygulanamamıştır. Organik jeokimyasal veriler Ulupınar formasyonunun CD ve D organik fasiyesinde bulunduğunu gösterir.

Benzer özellikler Alplerdeki molas havzalarında ve Karadeniz'in doğusundaki kıyıları boyunca çökelen kırıntılılar ile Jura yaşlı resif gerisi karbonatlarda görülmektedir (Jones, 1987).

SONUÇLAR

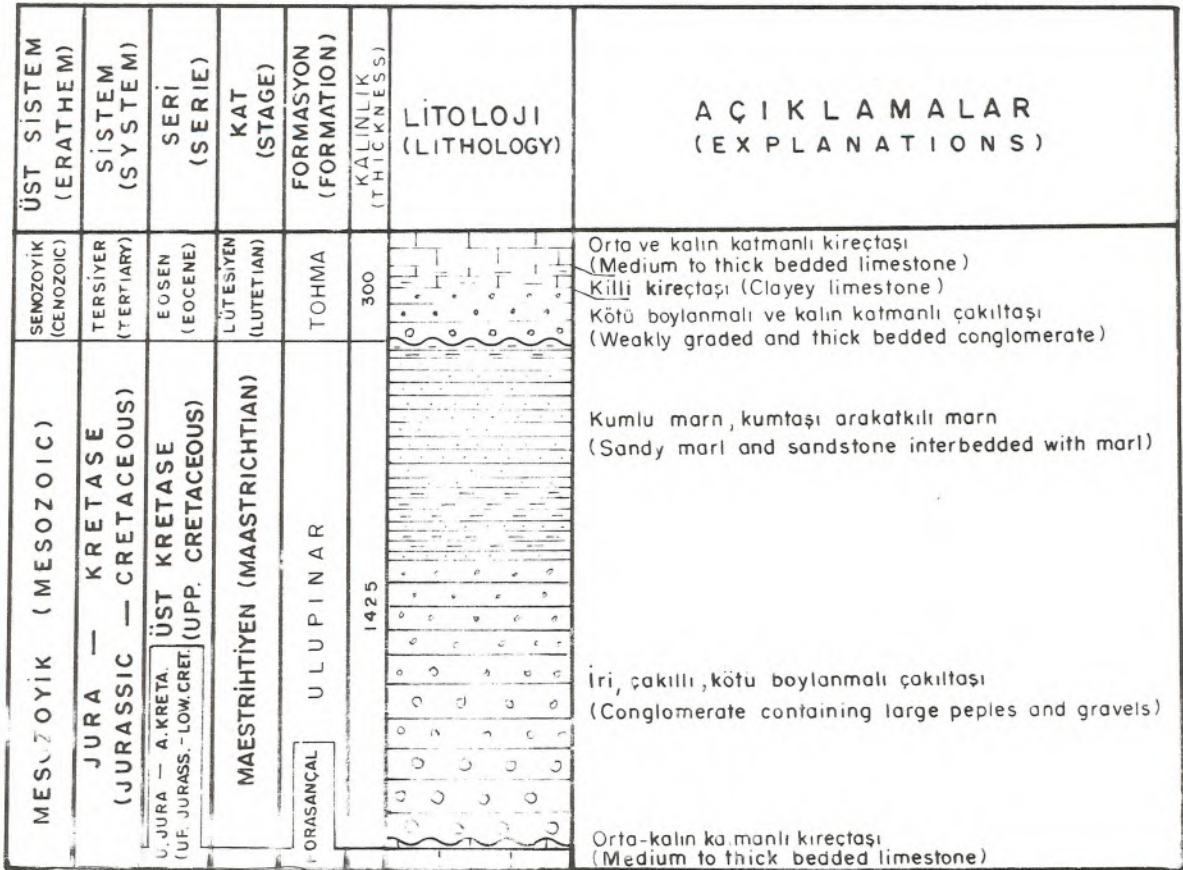
Levent kuzeybatısı (Akçadağ-Malatya) yöresinde Ulupınar formasyonundan alınan örneklerin toplam organik karbon yüzdesi 0,09-0,12 arasında belirlenmiş olup formasyon organik madde açısından zayıftır.

Rock-eval pirolizlerine göre hidrojen indeksi (HI) düşük, oksijen indeksi (OI) yüksektir. Yansıması ölçülebilecek vitrinitler bulunamamış olup egemen organik madde taşınmış ve oksidedir.

Bu bulgular Ulupınar formasyonunun CD ve D organik fasiyesine karşılık geldiğini, bu fasiyeslerdeki birimin organik madde açısından hidrokarbon potansiyeli sunamayacağı sonucunu göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Yazar, C.Ü. araştırma fonu tarafından desteklenen bu çalışmada katkıları nedeniyle Peter Walkoo (Geochem-İngiltere), Orhan Tatar (Keele Üniversitesi-İngiltere), Araş. Gör. Mehmet Altunsoy ve Teknik Ressam Veli Kayaoğlu'na (C.Ü.) teşekkür eder.



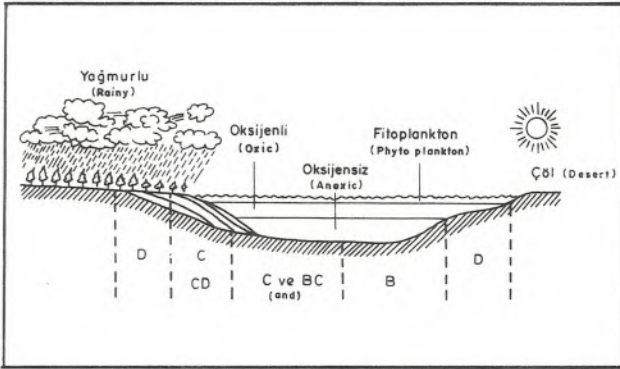
Şekil 5 Akçukur Mevkii-Leylek Tepe ölçülü dikme kesiti (Özçelik ve diğ., 1990).

Figure 5 Measured columner section of Akçukur Mevkii-Leylek Tepe (Özçelik et al, 1990).

ÜST SİSTEM (ERATHEM)	SİSTEM (SYSTEM)	SERİ (SERIES)	KAT (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	KALINLIK (THICKNESS)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)
MESZOYİK (MESOZOIC)	SENOZOYİK (CENOZOIC)	TERSIYER (TERTIARY)	EOSEN (EOCENE)	LÜTESİYEN (LUTETIAN)	TOHMA		İnce - orta katmanlı kumtaşı (Thin to medium bedded sandstone)
KRETASE (CRETACEOUS)	ÜST KRETASE (UPPER CRETACEOUS)	MAESTRİHTİYEN (MAASTRICHTIAN)			ULUPINAR		Kötü boylanmış çakıltaşı (Weakly graded conglomerate)
					300		Gri ve yeşil renkli, kumtaşı (Grey and green coloured sandstone)
							Kötü boylanmış çakıltaşı (Weakly graded conglomerate)
							Serpantin ve altire piroksenit (Serpentine and alternation pyroxenite)

Şekil 6 Burunkaya ölçülü dikme kesiti (Özçelik ve Altunsoy, 1991)..

Figure 6 Measured column section of Burunkaya (Özçelik and Altunsoy, 1991).



Şekil 7 Değişik çökeltme ortamlarındaki farklı organik fasiyeler (Jones, 1987).

Figure 7 Schematic illustration of different depositional environments in which different organic facies might form (after Jones, 1987).

DEĞİNİLEN BELGELER

Akkuş, M.F., 1971, Darende-Balaban Havzasının (Malatya) jeolojik ve stratigrafik incelemesi: MTA Derg., 76, 1-60.

Ayan, T., 1961, Malatya kuzeyindeki Hekimhan-Ebreme Köyü bölgesinin (K39-c3) detay jeolojisi ve petrol imkanları: MTA Rap. No: 4186 (yayınlanmamış).

Ayan, T., ve Bulut, C., 1984, Balaban, Yazıhan, Kurşunlu ve Levnet (Malatya) Bucakları arasındaki alanın genel jeolojisi: MTA Derg., 62, 57-81.

Bozkaya, Ö., 1991, Hekimhan güneyi (KB Malatya) Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter istifin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi: C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yük. Lis. Tezi, 227 c (yayınlanmamış).

Durand, B., Espitalic, J., and Nicaise, G., 1972, Etude de la matière organique insoluble des

- argiles de Toarcien du Bassin de Paris: Rev. Ins. Fr. Pétrole, 27, 6, p. 865-884.
- İlker, S., 1970, Darende dolayının jcoojisi ve petrol imkanları: TPAO Rap. No: 499 (yayınlanmamış).
- Jones, R.W., 1987, Organic Facies: In Advances in petroleum geochemistry, V.2, (Ed. Brooks, J., and Welte, D.H.), 1-91.
- Karacabey-Öztemür, N., 1980, Two new genera of Radiolitidae (Balabania n. gen., Kurtinia n. gen) from Turkey: TJK Bült., C.23, S.1, 79-87.
- Örçen, S., 1985, Medik-Ebreme dolayının biyost-
ratigrafisi ve paleontolojisi: MTA Derg., 105/106, 39-69.
- Özçelik, O., Meriç, E., ve Özer, S., 1990, Hisarcık-Esenbey (Balaban-Malatya) yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafik özellikleri: S.Ü. Müh. Mim. Fak. Derg., C.5, S.1-2, 20-29.
- Özçelik, O., ve Altunsoy, M., 1991, Levent (Akçadag-Malatya) kuzeybatısının stratigrafik özellikleri: C.Ü. Müh. Fak. Derg., Yerbilimleri, C.8, S.1, 47-61.
- Tissot, B., and Welte, D.H., 1978, Petroleum formation and occurrence: Springer-Verlag, 538 s, New York.

13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ İLE İLGİLİ JEOLJİK GÖZLEMLER VE BAZI ÖNERİLER

Geological observations and some remarks related to Erzincan Earthquake 13 March 1992

Simav BARGU İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İSTANBUL

Şükrü ERSOY İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İSTANBUL

ÖZ: Bu makalede, 13 Mart 1992 depremi ile ilişkili olarak bölgeye giden İstanbul Üniversitesi jeoloji ekibinin incelemelerinin sonuçları ortaya konulmuştur. Bu inceleme, Kuzey Anadolu Fay (KAF) Zonu üzerinde yer alan Erzincan Havzasının tektonik ve stratigrafik durumu, depremin olası mekanizması, saha gözlemlerine dayalı depremle birlikte oluşan kırıklar ve faylar ve bazı oturma, sıkışma ve açılma yapıları, şehir merkezi ve çevresindeki hasar üzerine odaklanmıştır.

ABSTRACT: In this paper, the results obtained by the geological team of the University of İstanbul as a result of their visit to the region after the 13 March 1992 earthquake are displayed. The investigation is mainly based on the tectonic and stratigraphic situation of the Erzincan basin placed on the North Anatolian Fault (NAF) Zone, the probable mechanism of the earthquake, the fractures and faults happened during the earthquake, slumps, compressional and extensional structures based on field observations, and the damage which took place within the city and its surroundings.

GİRİŞ

KAF boyunca halen süregelen sağ yanal atımlı hareket çok eski tarihlerden beri (Ketin, 1948) bilinmektedir. Yaklaşık 1400 km uzunluğundaki bu kırık zonunda yanal atımlı faylanmalar sonucu çok sayıda çöküntü havzası gelişmiştir. Erzincan havzası da bunlardan biridir. Şimdiye kadar bu tür havzalar renç tektoniğin terminolojisinde sıkça rastlanan çek-ayır (pull-apart) mekanizması ile ya da ana fayın doğrultusunun değişmesine bağlı olarak gelişen gevşeyen-serbestleyen bükülme (releasing bend) ile açıklanmaya çalışılmıştır. Ekibimiz, yaptığı incelemeler sonucu elde ettiği saha verilerini önceden ortaya konulan verilerle birleştirmiş ve var olan modellere rotasyonu da ekleyerek birbirine paralel iki sağ yanal atımlı fay arasında saat yönünde domino taşı gibi dönen blokların olduğu bir modeli ortaya koymaya çalışmıştır.

BÖLGENİN JEOLJİK DURUMU

Orta-Geç Miyosen'den sonra Doğu Anadolu'da sıkışma rejiminin hüküm sürdüğü (Tatar, 1978;

Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğ., 1987; Şaroğlu ve Yılmaz, 1991) yaygın olarak kabul görmüş bir görüştür. Bu sıkışma sonucu Torid-Anatolid bloku Kuzey Anadolu Fay (KAF) Zonu ve Doğu Anadolu Fay (DAF) Zonu olarak bilinen iki tektonik sınır boyunca batıya doğru kaçmaktadır (Şekil 1).

Son yıllarda yapılan ayrıntılı tektonik incelemeler Doğu Anadolu mozayikliğini oluşturan fay segmentlerinin daha fazla ve daha karışık olduğunu ortaya koymuştur. Ovacık Fay (OF) ve Kuzey Doğu Anadolu Fay (KDAF) Zonları gibi KAF Zonunu verev olarak kesen sol yanal atımlı faylar yeni kıtasal blokların sınırlarını belirleyen böyle önemli segmentlerdir. Doğu Anadolu'da sıkışmanın maksimum olduğu dönemlerde, KDAF Zonu ile KAF Zonu arasında kalan KD Anadolu Bloku doğuya doğru hareket ederken, OF Zonu ile KAF Zonu arasındaki Anadolu Bloku ise batıya doğru kaçmaktadır (Ketin, 1948; Mc Kenzie, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve Diğ., 1985; Barka ve Gülen, 1989; Koçyiğit, 1991).

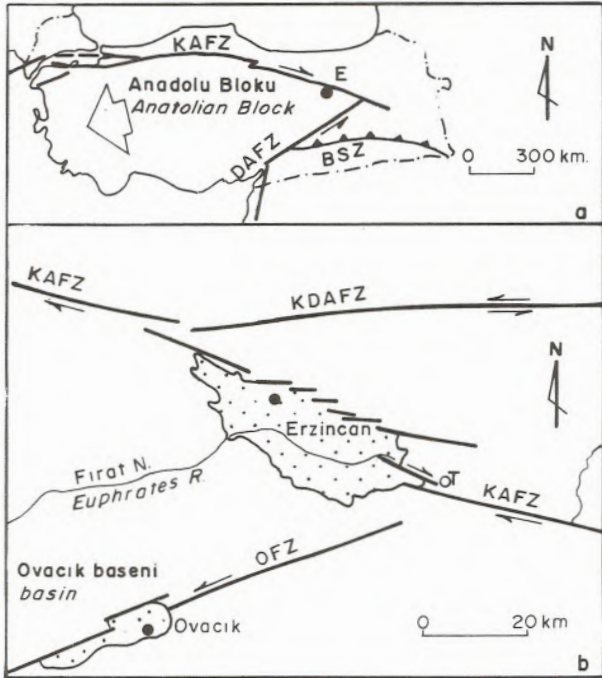
KAF, DAF, KDAF Zonlarının Orta-Üst

Miyosen'de (Tatar, 1978) ve Erken Pliyosen'de (Barka ve Gülen, 1989) meydana geldiği ileri sürülmüşse de KAF ve DAF Zonlarının Orta Pliyosen yaşlı formasyonları kesmiş olduğundan Geç Pliyosen'de (Şaroğlu ve Yılmaz, 1991) oluştuğu açıklanmıştır. Bunlardan KAF Zonu içinde onun genel gidişine koşut kompresyonel basenler gelişmiştir. Erzincan baseninin tipik bir örnek teşkil ettiği böyle çöküntü havzasında reñ tektoniğinin gerektiği her türlü kompresyonel ve ekstansiyonal yapıları izlemek olasıdır. Yalnız Erzincan baseninde KAF Zonu birkaç kola ayrılır.



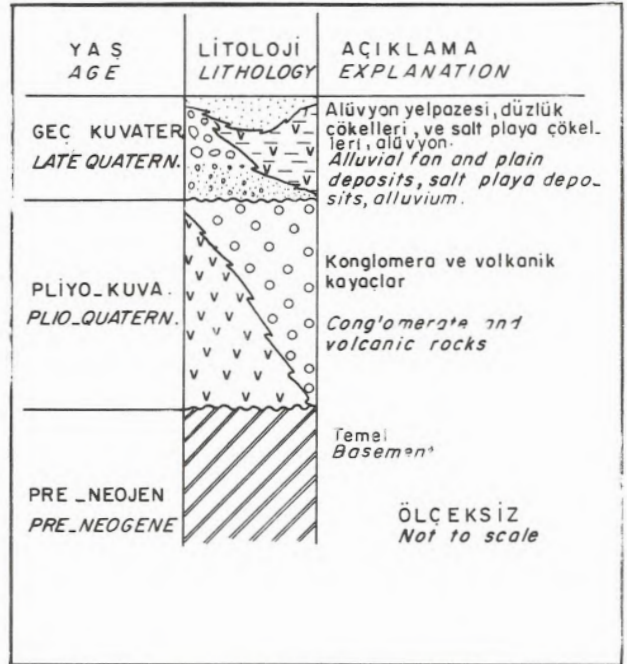
Şekil 2 Erzincan Ovasının ve düzlüğün dağlarla olan sınırındaki doğrudu atımlı faylarla atılmış, bükülmüş dereler, alüvyon yelpazeleri ve kesilmiş sırtların uçaktan görünüşü (çekim kuzeyden güneyde).

Figure 2 View of Erzincan ova and the mountains from airplane showing streams and alluvial fans off set and bent, and ridges cut by strike slip faults located at the boundary of the flat and the mountains (Photo from north to south).



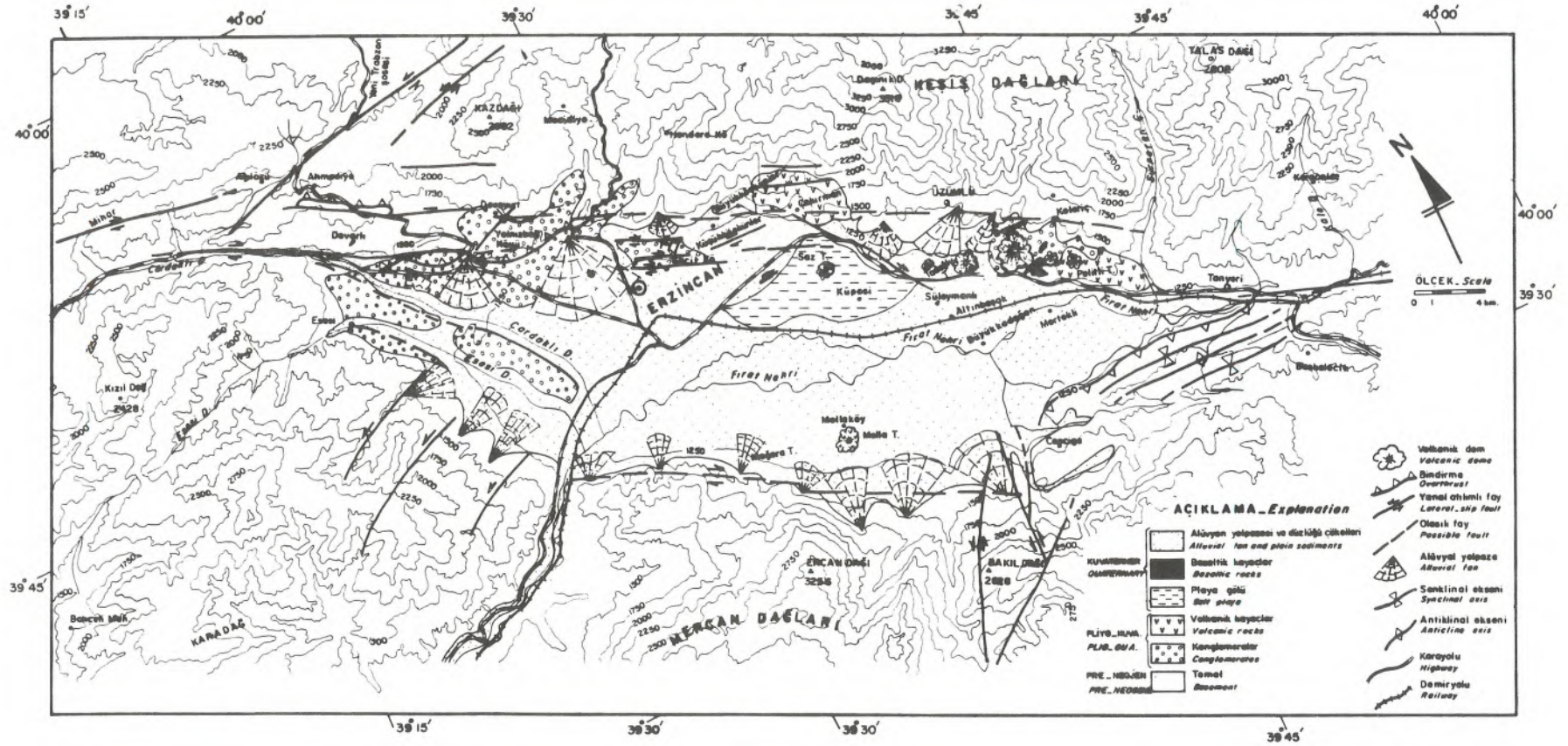
Şekil 1 Türkiye'nin basitleştirilmiş ana Neotektonik yapıları (a) ve çalışma sahası (b) E = Erzincan, T = Tanyeri, BSZ = Bitlis Kenet kuşağı, KAFZ = Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ = Doğu Anadolu Fay Zonu, OFZ = Ovacık Fay Zonu, KDAFZ = Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu. Büyük ok Anadolu Levhasının göreceli hareketini gösterir (Koçyiğit, 1991).

Figure 1 Simplified maps showing the major neotectonic structures of Turkey (A) and study area (B). E = Erzincan, T = Tanyeri, BSZ = Bitlis Suture Zone, DAFZ = East Anatolian Fault Zone, KDAFZ = Northeastern Anatolian Fault Zone, Large arrow shows the relative motion of the Anatolian Block (Koçyiğit, 1991).



Şekil 3 Çalışma alanının neotektonik birimlerinin stratigrafisi sütun kesidi.

Figure 3 Stratigraphical columnar section of Neotectonic units of the study area.



Şekil 4 Çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 4 Simplified geological map of the study area.

Erzincan basenindeki düzlüğün dağlarla olan sınırında doğrultu atımlı faylar bulunmaktadır. Burada doğrultu atımı belirleyen tipik morfolojik ve jeolojik veriler açıklıkla görülmektedir. Ovaya ulaşan sırtlar ani olarak kesilmiş ve ütü altı (iron flat) yüzeyler gelişmiştir. Dereler ise faylar boyunca atılmış (off set stream) ve dere yatakları atım yönünde bükülmüştür. Alüvyon yelpazeleri fay hareketi nedeniyle sırtların önüne getirilmiştir. Genç yelpazelerde bazı atımlar görülmektedir (Şekil 2).



Şekil 5 Fırat vadisinde gözlenen deprem kırıklarından biri (çekim batıdan doğuya).

Figure 5 One of the earthquake fractures observed in the Fırat valley (Photo from west to east).



Şekil 6 Fırat vadisinde gözlenen kum, silt ve çamurla doldurulmuş çatı şekilli sırtlardan oluşan en echelon kırıklar (çekim batıdan doğuya).

Figure 6 View of en echelon fractures which are formed by roof shape ridges filled with sand, silt and mud observed in the Fırat valley (photo from west to east).

Erzincan havzasında yer alan kayalar stratigrafik olarak Pre-Neotektonik ve Neotektonik birimler olmak üzere ikiye ayrılarak incelenmiştir (Şekil 3 ve 4). Preneotektonik döneme ait kaya birimleri, KAF ve dolayındaki kırıkların oluşumundan önce meydana geldiklerinden bu yazının konusu dışında bırakılmış olup, neotektonik kaya birimlerinin tabanında bulunduğu genelleme temel olarak adlanmaktadır. Neotektonik döneme ait kaya birimleri ise Pliyo-Kuvaterner yaşındaki akarsu konglomeraları, trakitik, trakiandezitik-riyolitik, dasitik ve bazaltik bileşimdeki volkanik ve volkanoklastik kayalarla Kuvaterner yaşındaki alüvyon, alüvyon yelpazesi, yamaç molozu, ova ve salt playa çökeltilerinden oluşmaktadır.



Şekil 7 Fırat vadisinde (Büyükkadağan ve Mertekli dolayı) sağ yanal hareket geliştiren en echelon Riedel makaslama-ları (çekim doğudan batıya).

Figure 7 En echelon Riedel shears causing right lateral movement in the Fırat valley (Around Büyükkadağan and Mertekli region) (photo from east to west).

Akarsu konglomeraları genellikle havzanın KB kısmında izlenir. Bunlar tektonizma sonucu hızlı sedimentasyon gösteren bir ortamın ürünü olduklarından kötü boylanmışlardır. Kalınlıklarının 200 m (Barka ve Gülen, 1979) - 700 m (Koçyiğit, 1991) olduğu belirtilmekte ise de eski paleotopografyanın ve çökme hızının durumuna bağlı olarak bu kalınlık artıp eksilebilir. Bu nedenle havza paleotopografyasının kesinlikle belirlenmesi gereklidir.

Volkanik ve volkanoklastik kaya birimleri, çoğunlukla havzanın kuzey kesimlerinde yer alır. Genç faylanmaya bağlı olduğu açıkça anlaşılan volkanik kümeler Erzincan ovasının genç tektoniğinin göze çarpan önemli unsurlarıdır. Genellikle trakitik bileşimlidirler. Dom şeklinde tepecikler oluştururlar (Şekil 4). Volkanizmanın yaşı 0.25 milyon yıl ile 3.1 milyon yıl arasındadır (Baş, 1979; Hempton ve Linneman, 1984).

Kuvaterner çökelleri başlıca alüvyon, alüvyon yelpazesi, örgülü nehir, salt playa gölü çökellerinden meydana gelir. Fırat ile birleşen Esesi ve Çardakdere kollunun bulunduğu (Erzincan KB sı)



Şekil 8 Fırat vadisinde birbirine paralel iki en eşelon (sağ yanal) kırığı birleştiren köprü üzerinde kompresyon izlenirken kırıklar ve açılmalar gelişmiş. Ayrıca kırıklardan zemin sıvılaşması sonucu kum, silt ve çamur volkanları çıkmıştır (çekim güneyden kuzeye).

Figure 8 View of compression on bridge connecting the two en echelon (right lateral) fractures parallel to each other in the Fırat valley. Fractures and extensions developed as a result of ground liquefaction from fractures. There are also sand, silt and mud volcanoes (photo from south to north).

kesimlerde alüvyon malzemesi daha iri, eğimin azaldığı düzlüklerde ise kil ve silt ile bunların karışımı olan birimler egemendir. Düzlüğün bitip yükseltilerin başladığı güney ve kuzey sınırlarında bir dizi alüvyon yelpazesi izlenir.

Erzincan havzasındaki genç çökel örtüsünün kalınlığı hakkında veriler yok denecek kadar azdır. Bu kalınlığın bazı sondaj verilerine dayalı olarak yaklaşık 2000 m kadar olduğu sanılmaktadır (Koçyiğit, 1991).

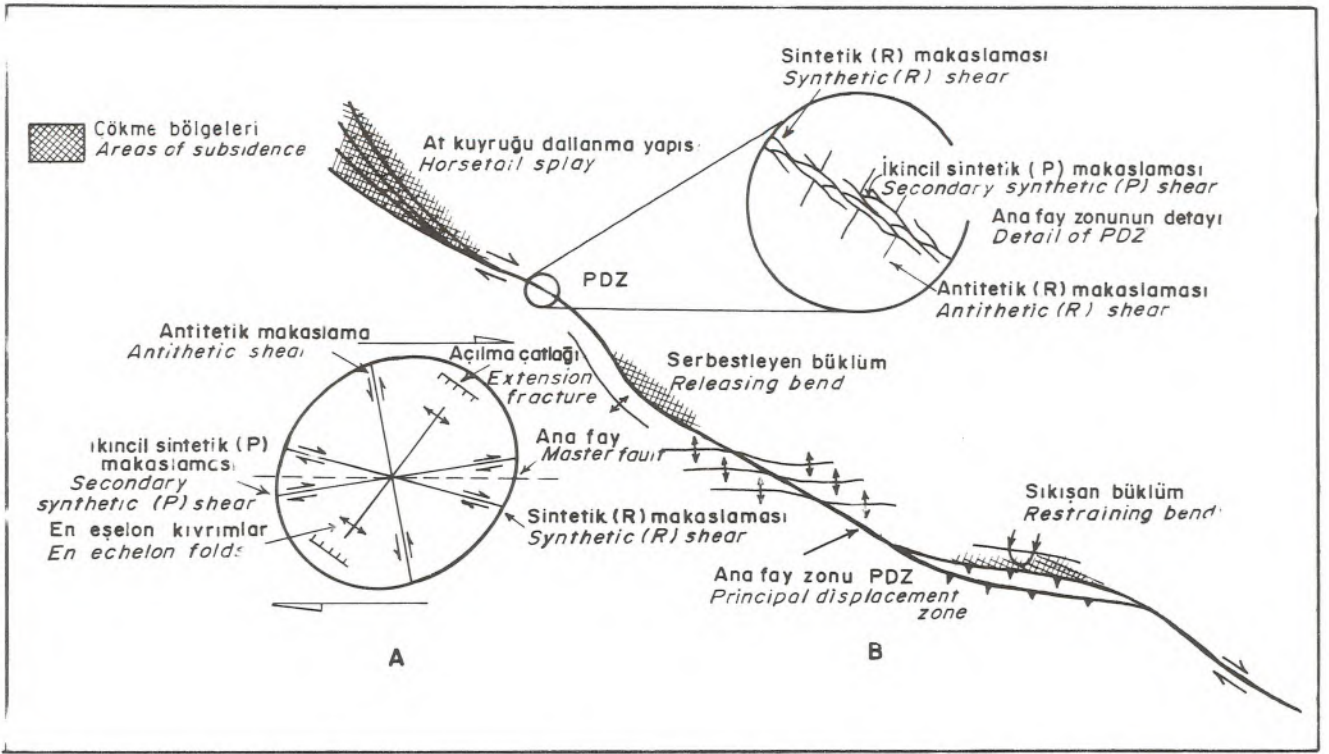
13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİNE AİT GÖZLEMLER

Depremin meydana gelmesinden hemen sonra



Şekil 10 Fırat vadisinde, sağ yanal hareket veren Riedel makaslama- ları yanında sol yanal hareket veren antitetik "R" makaslama- ları gelişmiştir (çekim batıdan doğuya).

Figure 10 Antithetic "R" shears with left lateral movement are developed together with Riedel shears giving right lateral movement in the Fırat valley (photo from west to east).



Şekil 9 Renç tektonik ile gelişmiş ana yapılar (Biddle ve Christie Blick, 1985 den).

Figure 9 Main structures developed by wrench tectonics (from Biddle and Christie Blick, 1985).



Şekil 11 Ekşisu Madensuyu tesislerinin yanındaki suni dolgu zeminde gelişen oturma yapıları ile ilgili yarıklar (çekim kuzeybatıdan güneydoğuya).

Figure 11 Fractures related to the settling structures developed in the artificially filled ground near the Ekşisu Mineral Water plant (photo from northwest to southeast).



Şekil 12 Ekşisu Madensuyu tesisleri yanındaki suni dolgu zeminde gelişen oturma yapılarındaki açılma çatlığı (çekim kuzeybatıdan güneydoğuya).

Figure 12 Extensional fractures in the settling structures developed in the artificially filled ground near the Ekşisu Mineral Water Plant (photo from northwest to southeast).

pek çok yerli ve yabancı üniversitelerden inceleme ekipleri bölgeye gelmişlerdir. Burada İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği araştırmacılarından Simav Bargu ve Şükrü Ersoy'un gözlemleri aktarılmaya çalışılacaktır. Bu gözlemler özetle şu şekilde açıklanabilir:

Erzincan şehir merkezi dışındaki gözlemler

Erzincan ovası, etrafı yüksek dağlarla çevrili, ortasında Fırat nehrinin geçtiği oldukça geniş bir alüvyon düzlüğüdür (Şekil 2 ve 4). Yüksekliği 1165 m ile 1250 m arasında değişen düzlüğün kuzey kenarı güneye göre, kuzeybatı kenarı ise güneydoğu kenarına göre daha yüksektir. Şimdiki Erzincan şehri Aralık 1939 depreminden sonra inşa edilmiş olup, Erzincan Ovasının kuzey kesimlerinde yer alır. Eski Erzincan şehri ise ovanın yaklaşık ortasından geçen demir yolunun güneyinde yer almaktaydı. Şimdiki şehir merkezi nispeten konsolide olmuş (suyla doymuş) ve konsolide olmamış genç vadi sedimanlarına göre bir alüvyonal malzeme üzerinde kurulmuştur. Alüvyon kalınlığının, yamaçların oldukça yüksek eğimde ve alüvyonla faylı sınıra sahip oluşundan ötürü 1000 m den fazla olduğu düşünülmektedir. Genellikle düzlüğün bitip dağlık kesimin başladığı yerler tektonik kontrollü olup, bir dizi fayla sınırlanmıştır (Şekil 2). 1939 depreminin de üzerinde olduğu



Şekil 13 Refahiye-Erzincan otoyolunda yola paralel gelişen oturma çatlakları (çekim kuzeybatıdan güneydoğuya).

Figure 13 Settling fracture developed parallel to the Refahiye-Erzincan highway (photo from northwest to southeast).

KAF'nın ana kolu ovanın kuzey sınırından geçmektedir. Bu kırık tek bir faydan çok birbirine paralel bir dizi fay şeklinde kendisini gösterir. Sözü edilen bu faylar Yalnızbağ, Işıkpınar ve Geçit köyleri dolayında izlenebilir. 13 Mart 1992 depreminden sonra şehir merkezindeki hasara karşın hiçbir yüzey kırığına rastlanmamıştır. Yine şehir merkezinde bulunan temel kazıları tek tek incelenmiş ve bunun sonucu herhangi bir kırık, ve de oturma yapısı görülmemiştir. Bu deprem sırasında oluşan kırık ve çeşitli yapıların gözlemlendiği yerler özetle Erzincan-Refahiye karayolu, Yalnızbağ köyü, Ekşisu Alanı, Erzincan-Erzurum otoyolu ve onun hemen güneyindeki demiryolu, Büyük-kadağan köyünün güneyindeki Fırat nehir yatağı, Tanyeri ile Mertekli dolaydır.



Şekil 14 Erzincan-Erzurum otoyolunda yola dik gelişen bir çatlak (çekim kuzeyden güneye).

Figure 14 Fracture developed perpendicular to the Erzincan-Erzurum highway (photo from north to south).

Şekil 15 Erzincan-Köşkünler otoyolunda gelişen çatlakları (düşey yer değiştirme 50-60 cm ye varıyor) (çekim güneybatıdan kuzeydoğuya).

Figure 15 Settling fractures developed in Erzincan-Köşkünler highway (vertical movement reaches 50-60 cm) (photo from southwest to northeast).



Şekil 17 Erzincan şehir merkezinde birinci katından yıkılmış üç katlı binanın yanında hemen hemen hiç hasar görmemiş çok katlı bina. Çok katlı binadaki tek çatlak yanındaki binanın yıkılarak çarpması sonucu oluşmuştur (çekim batıdan doğuya).

Figure 17 A totally non damaged building near the broken down three storey building in the city center. The only fissure in the multi storey building is the result of the strike of the next building (photo from west to east).



Şekil 16 Ekşisu Maden suyu tesislerindeki havuz kenarında, topuk bölgesinde gelişen oturma yapılarına ait kompresyonel deformasyon yapıları (çekim güneyden kuzeye).

Figure 16 Compressional deformation structures developed at the heel of the area belonging to settling structure by the pool in the Ekşisu mineral water plant (photo from south to north).



Erzincan şehir merkezinden doğuya doğru yaklaşık 20-25 km doğusunda yer alan Büyükkadağan ve Mertekli köyünün yanında geçen nehir yatağı vadisinde suya doymun, az konsolide olmuş genellikle killi siltli birimlerden oluşan genç akarsu çökelleri içinde bazı deprem kırıklarına (Şekil 5) ve hemen kuzeyinde de kum, silt ve çamur ile dolmuş ve çatı şekilli sırtlar oluşturmuş en echelon kırıklara (Şekil 6) rastlanmıştır. Bunlar çok devamlı kırıklar şeklinde olmayıp, sağ yan al atım verecek şekilde en echelon sintetik (Riedel) makaslama şeklidir (Şekil 7 ve 8). Çoğu kırıklarda zemin sıvılaşması sonucu kum, silt ve çamur volkanları meydana gelmiştir (Şekil 7). Bu

tür aktivitede yukarı çıkan malzemenin kum gibi iri olanları kırığa yakın, daha ince olanları ise uzakta bulunmaktadır. Kırıklardaki açılmalar genellikle 10-20 cm arasında değişmektedir. Kırık boyları birkaç metre ile onlarca metre arasındadır. Kırıklardaki ekstansiyona karşın bunları bağlayan köprü alanlarında kompresyonel deformasyonlara rastlanmıştır (Şekil 8). Kırıkların gidişleri çok çizgisel olmayıp, sık sık zigzaglar çizmelerine karşın, bazan çok yersel olarak kesilmiş pasta dilimleri kadar düzgün kırık mozaiklerine de rastlanmıştır. Açıkçası, böylesi mozaiklerin yorumlanmasında oldukça zorluklar vardır. Benzer yapılar buzlar üzerinde de izlenmiştir.

Yapılan ölçümlerde kırıkların doğrultularının hayli değişken olduğu ve onların genelde KAF gidişine koşut, yer yer de aykırı oldukları saptanmıştır. Bu kırıkların teorik olarak gelişimi ayrıntılarıyla bir şekil üzerinde gösterilmiştir (Şekil 9). Vadi yatağında sağ yanal hareket verecek Riedel makaslama kırıkları yanında, yersel olarak sol yanal atım verecek antiyetik (R) makaslamları da gözlenmiştir (Şekil 10).

Ayrıca, Erzincan kuzeyinde Ekşisu madensuyu tesislerinin batı tarafında, olasılıkla KAF'nın ana koluna koşut sağ yanal hareketli en echelon sentetik (Riedel) makaslamlara rastlanmıştır. Buradakilerin yapısal özellikleri Mertekli dolayındakilere oldukça benzemektedir.

Tüm bunların dışında, Ekşisu-Köşkünler yolu, Geçit, Üzümlü, Yalnızbağ köyleri, Erzincan-Erzurum otoyolu, Erzincan-Refahiye otoyolları dolayındaki alüvyon yelpazelerinde, suni dolgularda ve eski akarsu çökellerinde önemli çökme-oturma yapıları gelişmiştir (Şekil 11, 12, 13, 15 ve 16). Bu yapıların izlendiği kısımlarda belli bir topografik eğim söz konusudur. Yollarda meydana gelen çatlakların büyük bir bölümü yola koşut olmasına karşın (Şekil 13), yer yer yola dik gelişmiş çatlaklara da rastlanır (Şekil 14). Yollardaki tansiyon çatlaklarında 5-10 cm den 40-50 cm ye varan düşey atımlar taptanmıştır (Şekil 15). Bunların en tipik olanları Ekşisu-Köşkünler karayolunda görülmüştür. Oturma yapılarının orta kesimlerinde açılma çatlakları ve basınç sırtları, topuk kısımlarında ise kompresyona bağlı deformasyonlar yer alır. Ekşisu madensuyu tesislerinin girişindeki havuz kenarında böyle deformasyonlar vardır (Şekil 11, 12 ve 16). Bu deformasyonların pek çoğu bize göre depremin dolaylı etkileriyle meydana gelmişlerdir.

Erzincan şehir merkezindeki yoğun hasara karşın herhangi bir oturma yapısına ve deprem kırığına rastlanmamıştır. Büyük olasılıkla depreme neden olacak etkiyi Mertekli ve Ekşisu dolayındaki kabaca birbirine koşut sağ yanal atımlı iki fayın hareketleri doğurmuştur. Bu iki fay arasındaki hareketlere bağlı olarak bir rotasyon söz konusu olabilir. Bu konu Erzincan havzasının tektonik oluşumu nodeline anlatılacaktır.

Dünyadaki çeşitli deprem kayıt istasyonlarından gelen ilk bilgiler Erzincan depreminin episantrının Erzincan kuzeyinde olduğu gösterilirken, sonraki düzeltilmiş bilgilerde episantrın ovada olduğu gösterilmektedir. Yine bu kayıtlarda deprem odak (hiposantr) derinliği 15-28 km arasında değişmektedir. Erzincan ve çevresinde kırılğan kabuk kalınlığının kabaca 35-40 km olduğu kabul edilirse bu derinlikteki bir şokun tüm kabuğu kırıp kırmadığı konusu yer bilimciler arasında tartışmalıdır. Bu soru, ancak ülkemizde sismikçe aktif bölgelerde aletsel şebekelerin kurulması sonucu elde edilebilecek bilgi birikimi ile yanıt bulabilir.

Erzincan şehir merkezindeki gözlemler:

1. Şehir merkezinde büyük deprem riskine karşın çok sayıda 3-4 veya 5 katlı bina yapılmıştır. Hasarların büyüğü bu yapılarda görülmüştür (Şekil 17, 18 ve 19). Tek ya da iki katlı binalarda hasar daha azdır. Bazıları ise hemen hemen hiç hasar görmemiştir.



Şekil 18 Erzincan güneybatısındaki bir kooperatifte hemen hemen tamamıyla yıkılmış çok katlı binalar (çekim doğudan batıya).

Figure 18 Completely broken down multi storey buildings in a house complex southwest of Erzincan (photo from east to west).

2. Hasarın çok fazla olduğu yerlerde bile hiç hasar görmemiş çok katlı yapılar vardır (Şekil 17). Bu durum, yürürlükteki yapıım ve deprem yönet-



Şekil 19 Erzincan güncybatısındaki bir kooperatife tamamiyle yıkılmış çok katlı bina. Burada da görüleceği gibi ilk hasar gören kısım kolon kiriş bağlantılarıdır. Yapılar genellikle güneye doğru yıkılmıştır.

Figure 19 A multi storey building which is totally broken down in a house complex southwest of Erzincan. As can be seen, the initial damage happened to the column girderage joints. The buildings generally are fallen southwards (photo from east to west).



Şekil 20 Erzincan şehir merkezinde zayıf olan birinci katın çökmesiyle yıkılmış çok katlı binalardan biri (çekim güncybatıdan kuzeydoğuya).

Figure 20 The fall of a multi storey building in the city center due to the yield of the first floor (photo from southwest to northeast).

meliklerine uyulduğu takdirde yapı güvenliğinin yeterince sağlanabildiğini göstermektedir.

3. Depremın manyitüdü Richtere göre 6.8 olmasına karşın, sismograf kayıtlarında yatak yer ivmesinin 0.4 g mertebesinde olduğu ifade edilmektedir. Bu değer oldukça büyük deprem şiddetini belirtmektedir. Yatay salınımın oldukça etkin olması nedeniyle deprem sırasında binaların giriş katlarında kolon kiriş bağlantıları kopmuş, deforme olmuş (Şekil 18 ve 19) ve diğer üst katlar bu kat üzerine yıkılmışlardır. Belki, herhangi bir direkt ilişki olmayabilir ama, binaların çoğu genelde güneye ve güneydoğuya doğru yıkılmıştır. Bu durum, ilk etkinin güney ya da güneydoğudan geldiğini göstermesi açısından ilginçtir.

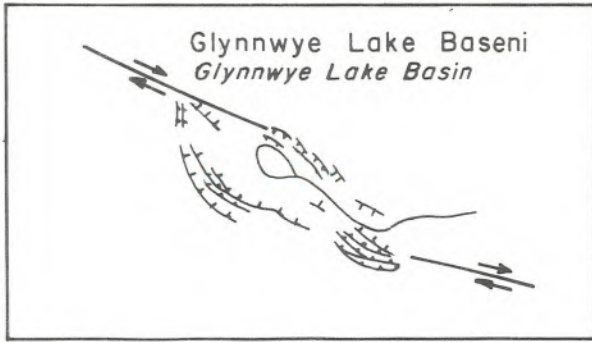


Şekil 21 Erzincan şehir merkezinde hasar görmüş çok katlı bir binanın kolonuna ait demirdeki deformasyon ve betondaki makaslaşma çatlakları (çekim güneyden kuzeye).

Figure 21 Deformation of the iron in the column and shear fracture in the concrete of a damaged multi storey building in the Erzincan city center (photo from south to north).

Şekil 22 Glynnweye Lake Basini'nin basitleştirilmiş tektonik haritası (Freund, 1971 den).

Figure 22 Simplified tectonic map of the Glynnweye Lake Basin (from Freund, 1971).



4. Her ne kadar uzmanlık alanımıza girmese de bazı kooperatif binalarında yapılan incelemelerde binaların demir donatıları ve beton dozlarının eksik olduğu saptanmıştır (Şekil 19). Özellikle kolon ve kirişler içinde boyuna demirleri bağlayan etriye denilen demir bileziklerin normalde 20-25 cm gibi bir mesafede tekrarlanması gerekirken bunun 60-70 cm ye vardığı, bazan da hiç olmadığı görülmüştür.

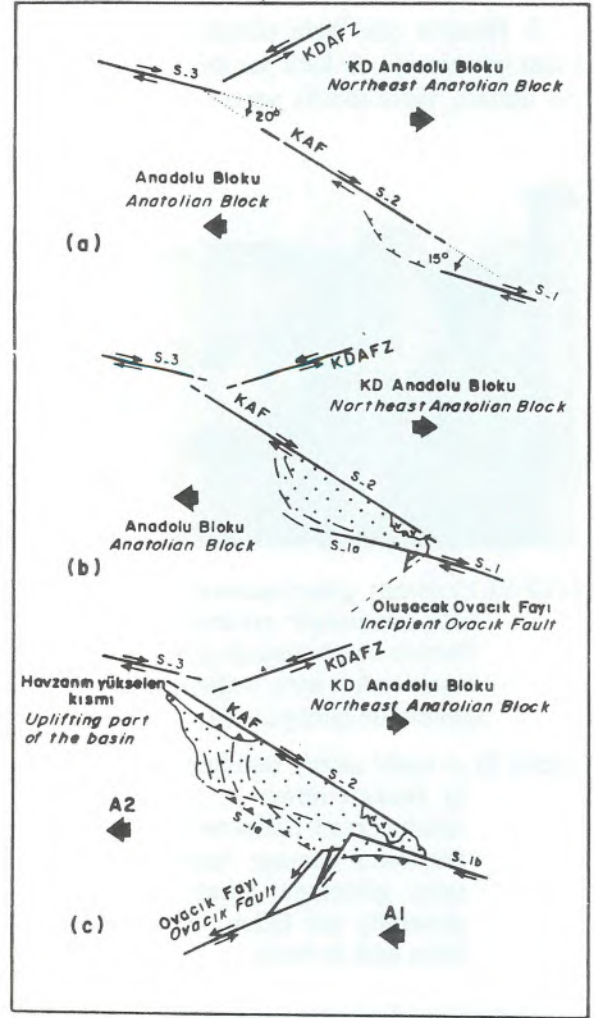
5. Çok katlı binalarda alt katın dükkân ya da giriş katı olarak boş tutulmasının yanısıra kolonların yeterli özellikte olmaması ve boşlukların dolgu duvarlarla iyileştirilmemesi nedeniyle bir zayıflık zonu oluşmaktadır. Nitekim bütün hasarlar bu katlarda meydana gelmiştir (Şekil 20).

6. 1983 depremi hafif şiddetine rağmen, hasarın olabileceği binalar konusunda o tarihlerde bazı sinyaller vermiş olmasına karşın bu durum göz ardı edilmiştir.

7. Erzincan şehir merkezinde hasar gören çoğu binaların alt katlarında kolonlardaki demirlerin deformasyona uğrayarak büküldüğü ve kırıldığı, beton kesimlerinde ise tipik olarak makaslama çatlaklarının meydana geldiği gözlenmiştir (Şekil 21).

ERZİNCAN HAVZASININ JEOLJİK EVRİM MODELİ

Erzincan ovasında şimdiye kadar yapılan jeolojik incelemeler, bu alanın iki tarafı aktif doğrultu atımlı faylarla kontrol edilen bir tektonik havza olduğunu ortaya koymaktadır (Şengör, 1979; Aydın ve Nur, 1982; Hempton ve Dunne, 1984; Barka ve Gülen, 1989; Koçyiğit, 1991). Bunlardan bir kısmı (Şengör, 1979; Aydın ve Nur, 1982;



Şekil 23 Erzincan havzasının gelişim modelleri. (a) 1-3 segmenti arasında oluşan serbestleyen çift bükülme. (b) Birbirine paralel olmayan iki ana fay (Segment 1-2) arasında Erzincan havzasının başlangıç pull-apart açılımı. (c) Erzincan için iki evreli model. Sol yanıl atımlı Ovacık Fayının oluşumu KAFZ nun 1 nolu segmenti ile Anadolu blokunu ikiye ayırır (A1, A2 ve S-1a ve S-1b segmentleri). (c) Bölgenin günümüzdeki durumunu göstermektedir (Barka ve Gülen, 1989).

Figure 23 Evolutionary models of the Erzincan basin. (a) The releasing double bend formed by segments 1-3. (b) Initial pull-apart opening of the Erzincan Basin (basin area dotted) between non-parallel master (divergent) faults (S-1 and S-2). (c) Two-stage model to explain the evolution of the Erzincan basin. The formation of the left-lateral strike-slip Ovacık Fault divides eastern part of the Anatolian Block and segment-1 of the NAFZ into two (A-1, A-2 and S-1a, S-1b segments, respectively). (c) Indicates present situation of the region (Barka and Gülen, 1989).

Hempton ve Dunne, 1984) burayı tipik bir rombik çek-ayır (pull-apart) havza olarak nitelendirmiş, diğer kısmı ise (Barka ve Gülen, 1989) basenin açılımındaki Ovacık Fayının katılımı ve basen geometrisi temel alınarak havzanın kökeni ve evrimi için tek ve iki evreli olmak üzere iki farklı model önermişlerdir (Şekil 22 ve 23). Tek evreli modellerinde (Şekil 22, 23a ve b) havza KAF ana kırığı Segment-2 (S-2) ile onun farklı gidişli doğu devamı Segment-1 (S-1) arasındaki KD Anadolu Blokunun doğuya, Anadolu Blokunun batıya kaçması nedeniyle oluşan normal faylardan ötürü doğru açılmaktadır. İkinci model ise (Şekil 23b ve c) havzanın güneydoğusunda yer alan ve birbirine paralel olmayan ana faylar arasında kalan Erzincan baseninin tektonik olarak Anadolu Bloku'nun batıya, Kuzeydoğu Anadolu Bloku'nun ise göreceli olarak doğuya kaçması ile açılmaya başladığı (Şekil 23b) ve daha sonra doğudaki birinci segmentin (S-1) KD-GB gidişli sol-yanal atımlı Ovacık Fayı tarafından kesilmesiyle fayın batısındaki kama şeklindeki kesimin yine batıya kaçması ile havzanın genişlemeye katkısı olduğu savına dayanır.

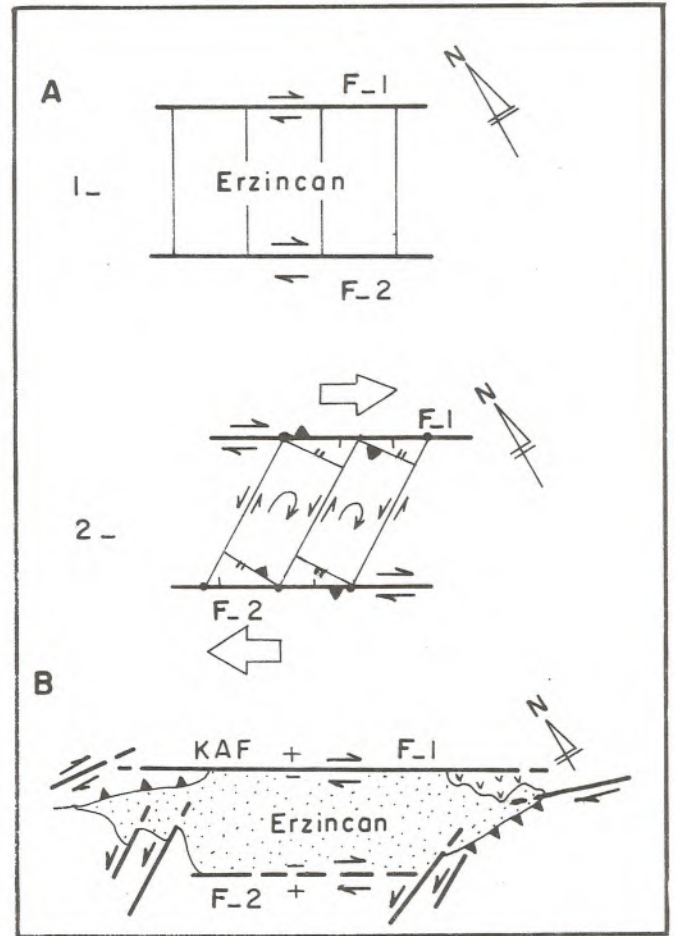
Glynnweye Lake Basin (New Zealand) ile benzerlik kurulan ve tek evreli serbestleyen basamak tipi (releasing overstep) faylarla açıldığı düşünülen havza modeli (Barka ve Gülen, 1989) Erzincan havzasının şimdiki durumunu açıklamaktan biraz uzak gibi görülmektedir (Şekil 22). Erzincan havzası, morfolojik açıdan oldukça tipik bir çöküntü alanı olmasına karşın tektonik açıdan oldukça karmaşıktır. Havza için ortaya konacak modelde, hem açılma, hem de havzanın KB ve GD sundaki kompresyonel yapıların açıklanabilmesi gereklidir. Halbuki tarafımızdan ortaya konan modele göre bu yapıların tümü açıklanabilir. Bu, faylar arası rotasyon modelidir (Şekil 24 A ve B). Modelde havza, birbirine paralel iki sağ yanal atımlı fayla (F1 ve F2) sınırlıdır. Bu faylar arasında oluşan bloklar onları sınırlayan ana fayların sağ-yanal hareketlerine bağlı olarak saat yönünde hem zaman olarak rotasyona uğrar. Bu rotasyon sonucu sol yanal yırtmaç faylar ile birlikte açılma ve sıkışma alanları meydana gelir. Erzincan'ın KB sında yer alan güneye doğru bindirme ile GD sında yer alan kuzeye doğru bindirme düzlemleri pekala bu rotasyon modeli ile açıklanabilir. Hatta, havzayı kuzey ve güneyden sınırlayan bir dizi alüvyon yelpazesi, modelin önerdiği hızlı sedimentasyonun sergilendiği açılma alanları olarak gösterilebilir. Havzanın doğusunda oluşan volkanik domlar açılma gösteren diğer bir destek-

leyici veri olmaktadır. Ayrıca, yine bu modele göre olması gereken sol-yanal atımlı fayların varlığı, Erzincan'ın G'inde saptanmıştır (Barka ve Gülen, 1989). Bunlar blokların rotasyonu sonucu meydana gelmiş olmalıdır. Söz konusu bu faylar sol yanallı hareketli olup, kabaca birbirine paralel birkaç kola ayrıldıktan sonra Ovacık Fayı ile birleşirler.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1. Erzincan Ovası, Türkiye'nin sismikçe aktif kuşaklarından biri üzerinde yer almaktadır. Bu nedenle oluşacak depremler ile şehir ve çevresi bu doğa felaketine karşı sürekli sınav verecektir.

2. Şehir merkezinin ova üzerinde sürekli yer



Şekil 24 Erzincan baseni için önerilmiş iki sağ yanallı atımlı fay arasındaki rotasyon modeli.

Figure 24 A rotation model between the two right lateral faults suggested for the Erzincan basin.

değiştirmesi bir çözümler ya da kaçış olamaz. Şehir merkezinde meydana gelen yoğun hasara rağmen buna, deprem şiddetinin büyüklüğü tek neden olarak gösterilemez. Çünkü, binaların yapımı sırasındaki insani hatalar, daha ön planda gözükmektedir. Bu nedenle, böyle durumlarda depremi sorumlu tutmak yerine insani hataların önüne geçilmeli veya en azından azaltılmalıdır. Günümüz inşaat teknikleri, gerekleri yerine getirildiği takdirde her türlü doğa felaketine karşı koyacak güçtedir.

3. Binaların yıkılma yönleri ve arazi kırıklarının şehir merkezinden uzaklıkları dikkate alındığında deprem merkez üssünün teorik olarak şehrin güney ya da güney doğusunda olduğu düşünülmektedir.

4. Deprem, sağ yanal atımlı bir hareket ile meydana gelmiştir. Bu tür gözlemlere, Fırat vadisinde, Mertekli dolayında ve Ekşisu alanında sıkça rastlanır.

5. Erzincan havzası ve dolayında, jeolojik verilerin hayli çok olmasına karşın jeofizik verilerin eksik ve yetersiz olması dikkati çekmektedir. Örneğin, bunca örnek depreme rağmen halen ovanın alüvyon kalınlığı ve paleotopografyası belli değildir. Üstelik depremin odak derinliği bile kesin olarak bilinmemektedir. Kimi araştırmacılara göre 15-16 km iken, bazılarına göre 26 km dir. Tüm bunlar ancak jeofizik yöntemlerle bilinebilir. Erzincan, böyle çalışma için tam bir pilot bölge olacak niteliktedir. Jeofizik verilerin tamamlanmasından sonra daha kesin bir tektonik modellemeye gidilebilir.

6. Var olan verilerin biraraya getirilmesi ile bölgenin oluşumunu etkileyen ve havzanın açılmasını sağlayan olası model şu şekildedir. Havzayı kuzeyden ve güneyden sınırlayan ve birbirine yaklaşık paralel olan iki sağ yanal atımlı fay bulunmaktadır. Bu iki fay arasındaki blokların domino taşı gibi rotasyonu sonucu havza açılmıştır. Alüvyon yelpazelerindeki halen süregelen hızlı sedimentasyon, bölgenin GD'sundaki sol yönlü yırtmaç fayları ile kuzeydeki ve güneydeki bindirmeler bu nedenledir. Nitekim 13 Mart depreminde, Fırat vadisindeki kırık ile birlikte kuzey batıdaki 1939 kırığının da hareket ettiği saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu makaleye konu olan Erzincan depremi ile ilgili olarak Jeolojik gözlemleri yapmak üzere deprem sonrası bölgeye gitmek için maddi ve manevi yardımları sağlayan İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi dekanı Prof. Dr. Ergür

Tütüncüoğlu ve Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Okay Eroskay'a ve makaleyi inceleyen, bazı öneri ve katkılarda bulunan Prof. Dr. Yücel Yılmaz'a teşekkürü bir borç biliriz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aydın, A. and Nur, A., 1982, Evolution of pull-apart basins and scale independence. *Tectonics*, 1, 91-106.

Barka, A. and Gülen, L., 1989, Complex evolution of the Erzincan basin (eastern Turkey). *Journal of Structural Geology*, 1, 275-283.

Baş, H., 1979, Petrologische und geochemische Untersuchungen an subrezenten Vulkaniten der nordanatolischen Störungszone (Abschnitt: Erzincan-Niksar), Türkei. Unpublished dissertation, University of Hamburg F.R.G.

Biddle, K.T. and Christie-Blick, N., 1985, Strike-slip Faulting and Basin Formation. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 37, 376-379.

Freund, R., 1971, The Hope Fault: a strike-slip fault in New Zealand. *N.S. Geol. Surv. Bull.*, 86, 1-49.

Hempton, M.R. and Dunne, L.A., 1984, Sedimentation in pull-apart basins: active examples in eastern Turkey. *Journal of Geology*, 92, 513-530.

Hempton, M.R. and Linneman, S.R., 1984, Vulcanism in the Erzincan pull-apart basin: age, composition and tectonic significance. *Abstract, EOS*, 65-84.

Ketin, İ., 1948, Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol. Rdsch.* 36, 77-83.

Koçyiğit, A., 1991, Neotectonic structures and related landforms expressing the contractional and extensional strains along the North Anatolian Fault at the northwestern margin of the Erzincan Basin, NE Turkey. *Bull. Tech. Univ. İstanbul*, 44, 455-473.

McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.

Şaroğlu, F. and Yılmaz, Y., 1991, Geology of Karlıova Region: Intersection of the North Anatolian and East Anatolian Transform

- Faults. Bull. Tech. Univ. İstanbul, 44, 475-493.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of Geol. Soc. Lond.* 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C, Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: *strike-slip faulting and Basin Formation* (edited by Biddle, K.T. and Christie-Blick, N.). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 37, 227-264.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tatar, Y., 1978, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri*, 4, 201-236.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. and Güner, Y., 1987, Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.

MARKOV ZİNCİRİ ANALİZ YÖNTEMİNİN LİNYİT İÇEREN ZIRNAK FORMASYONUNA (PLİYÖSEN, HİNİS) UYGULANMASI

Markov Chain analysis applied to lignite bearing Zırnak formation (Pliocene, Hınıs)

Ali İhsan GEVREK MTA Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi, ANKARA
İlker ŞENGÜLER MTA Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi, ANKARA

ÖZ: Bu çalışmada, linyit içeren Zırnak Formasyonunun litofasiyelerine Markov zinciri analiz yöntemi uygulanmıştır. Doğu Anadolu'da yeralan Pliyosen yaşlı Zırnak Formasyonu çakıltaşı, silttaşı, kiltası ve yer yer de tuf, aglomera ve linyit içermektedir.

Markov zinciri analizini uygulamak amacı ile Zırnak Formasyonunda yapılan kömür sondajlarından 5 tanesinin kömürlü seviyelerinde yeralan linyit, tuf, kiltası, silttaşı litofasiyeleri sayılmış ve birbirlerini ne kadar ardaladığı saptanmıştır. Bu verilerden bağımsız olasılı, geçişli olasılı ve fark matrisleri hesaplanmıştır.

Elde edilen değerlerden, incelenen sondajlarda kesilen litofasiyelerin birbiri ile olan ilişkileri ve geçişleri istatistiksel olarak saptanmıştır. Sonuç olarak; sondajlarda linyit-kiltası ve kiltası-lyinit geçişlerinin, linyit-tuf ve tuf-lyinit geçişlerine sayısal olarak yakın olduğu bulunmuştur. Linyit oluşumu ile çökeltme ortamına tuf gelişi arasındaki ilişki istatistiksel olarak belirlenmiştir.

ABSTRACT: In this study Markov chain analysis is applied to lignite bearing Zırnak Formation which is of Pliocene age and is located at Eastern Anatolia. It is composed of mainly conglomerate, sandstone, siltstone, claystone, limestone and locally tuff, agglomerate and lignite beds.

In order to apply Markov chain analysis lignite, tuff, claystone, and siltstone litofacies and their successions are counted from 5 drilling cores of Zırnak Formation. Independent trials probability, transition, probability, and difference matrixes are derived from this raw data. Litofacies relationships and transitions have statistically been described and interpreted.

As a result; lignite-claystone and claystone-lignite transitions are similar to lignite-tuff and tuff-lignite transitions. The relationships between the formation of lignite and occurrence tuff have been found statistically.

GİRİŞ

Markov zinciri analiz yöntemi, olasılıklı istatistiksel bir metoddur. Aynı zaman aralığında ve aynı ortamda oluşan litofasiye ardalanmalarının birbiri ile ilişkilerini açıklamada kullanılmaktadır (Krumbein, 1968; Gingerich, 1969; Miall, 1973; Carr, 1982; Davis, 1986; Evans, 1991).

Bu çalışmada, yöntem, Doğu Anadolu bölgesinde geniş alanlar kaplayan Zırnak Formasyonunun (İlker, 1966) linyit içeren seviyelerine

uygulanmıştır (Şekil 1). MTA Genel Müdürlüğü tarafından 1971-1976 yılları arasında, formasyona adını veren Zırnak Tepe dolayında (Hınıs güneydoğusu) yapılan linyit sondajlarında kesilen litofasiyeler (Selvi, 1977) veri olarak kullanılmıştır.

Akarsu ve göl çökellerinden oluşan birim, tabanda 150 m. kalınlık sunan çakıltaşı ve sarı-gri renkli kumtaşı ardalanması ile başlar. Üzerinde ise beyaz-gri renkli, yer yer bol fosilli, mam-tuf, kiltası, silttaşı, linyit ardalanmasından oluşan ve

ortalama kalınlığı 30 m. olan seviye yeraltıdır. En üstte yeraltı sarı-boz renkli, gevşek çimentolu kumtaşı, marn ve gösnel kireçtaşlarından oluşan seviyenin toplam kalınlığı ise 270 m. kadardır. (Şekil 2). Zırnak Formasyonunun toplam kalınlığı 450 m. (Şengüler ve diğ., 1991), yaşı ise Pliyo-sen'dir. (Akay ve diğ., 1989). Linyitler yarı mat özellikte olup egemen olarak karasal bataklık ürünüdür (Şengüler ve Toprak, 1991).

ZIRNAK FORMASYONUNA AİT HESAPLAMALAR

Yöntemin uygulanmasına, öncelikle analiz edilecek litofasiyelerin tanımlanmasıyla başlanmaktadır. Zırnak Formasyonunda analiz edilen litofasiyeler tüf-linyit-silttaşı ve kilttaşıdır. Bunların tabaka kalınlıkları 0.05-3.50 m. arasında değişmekte olup analizde kalınlıklar değil, litofasiye sayısı dikkate alınmıştır. 1 No'lu kuyuda litofasiyeler toplamı 22'dir (Çizelge 1a). Analizde ikinci işlem fasiyelerin sayılması, tekrarlanma oranlarının bulunması ve bir çizelgede gösterilmesidir (Çizelge 1b). Buna sayılan geçiş matriksi (transition count matrix) denir. Çizelgede sayılan geçiş matriksinin bileşenleri f_{ij} sembolleri ile gösterilmiştir. Burada i satır, j sütun rakamlarını belirtir.



Şekil 1 Yer bulduru haritası.

Figure 1 Location map.

$i=j$ olduğu durumlarda "0" sıfır kullanılmış, diğer bir deyişle aynı litofasiyenin üst üste sayılmamasına özen gösterilmiştir. Örneğin, 1 no'lu kuyuda linyit üzerinde 3 defa tüf tabakası yer almaktadır ($f_{ij} = 3$) (Çizelge 1b).

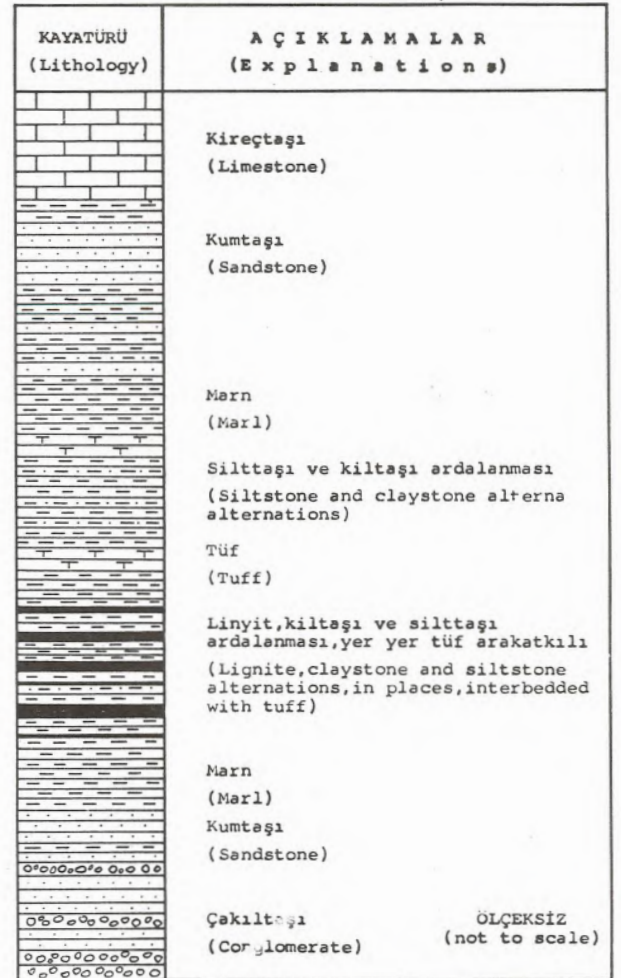
Yöntem gereği sayılan geçiş matriksinden üç olasılı matriks elde edilir:

1) Bağımsız olasılı matriks (Independent trials matrix):

Bağımsız olasılı matriks bileşenleri için rij sembolü kullanılır (Miall, 1973).

$f_{ij} = S_j / (t - S_i)$ (1) eşitliği ile hesaplanır.

Bir no'lu kuyuda toplam litofasiye sayısı; $t = 22$, linyit sayısı; $S_i = 8$ ve tüf litofasiye sayısı; $S_j = 5$ dir (Çizelge 1a). Bu değerler yukarıda verilen



Şekil 2 Zırnak Formasyonunun genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 2 Generalized columnar section of Zırnak Formation.

a. Litofasyonlar (Lithofacies)		b. Sayılan geçiş matrisi (fij) (Transition count matrix)					c. Bağımsız olasılık matrisi (rij) (Independent trials matrix)							
Linyit (LT)	8		LT	TUF	KİL	SLT	TOPLAM		LT	TUF	KİL	SLT		
Tuf (TUF)	5	LT	0	3	2	3	8	LT	0.00	0.36	0.36	0.29		
Kilitli (KİL)	5	TUF	3	0	1	1	5	TUF	0.47	0.00	0.29	0.24		
Siltli (SLT)	4	KİL	4	0	0	0	4	KİL	0.47	0.29	0.00	0.24		
toplam	22	SLT	1	2	1	0	4	SLT	0.44	0.28	0.28	0.00		
							f. Ki kare değerleri (X ²) (Chi square values)							
d. Olasılık geçiş matrisi (pij) (Transition probability matrix)		e. Fark matrisi (dij) (Difference matrix)												
	LT	TUF	KİL	SLT		LT	TUF	KİL	SLT		LT	TUF	KİL	SLT
LT	0.00	0.38	0.25	0.38	LT	0.00	0.02	-0.11	0.09	LT	0.00	0.01	0.26	0.22
TUF	0.60	0.00	0.20	0.20	TUF	0.13	0.00	-0.09	-0.04	TUF	0.18	0.00	0.15	0.03
KİL	1.00	0.00	0.00	0.00	KİL	0.53	-0.29	0.00	-0.24	KİL	1.15	1.47	0.00	1.18
SLT	0.25	0.50	0.25	0.00	SLT	-0.19	0.22	-0.03	0.00	SLT	0.34	0.71	0.01	0.00
						Toplam								
						5.71								

Serbestlik derecesi (degree of freedom) = 8

Çizelge 1. 1 No.lu sondajın istatistiksel verileri.

Table 1 Statistical data of drilling number 1.

a. Litofasyonlar (Lithofacies)		b. Sayılan geçiş matrisi (fij) (Transition count matrix)					c. Bağımsız olasılık matrisi (rij) (Independent trials matrix)							
Linyit (LT)	7		LT	TUF	KİL	SLT	TOPLAM		LT	TUF	KİL	SLT		
Tuf (TUF)	6	LT	0	1	6	0	7	LT	0.00	0.32	0.58	0.11		
Kilitli (KİL)	11	TUF	3	0	2	1	6	TUF	0.35	0.00	0.55	0.10		
Siltli (SLT)	2	KİL	4	6	0	1	11	KİL	0.47	0.40	0.00	0.13		
toplam	26	SLT	0	0	2	0	2	SLT	0.29	0.25	0.46	0.00		
							f. Ki kare değerleri (X ²) (Chi square values)							
d. Olasılık geçiş matrisi (pij) (Transition probability matrix)		e. Fark matrisi (dij) (Difference matrix)												
	LT	TUF	KİL	SLT		LT	TUF	KİL	SLT		LT	TUF	KİL	SLT
LT	0.00	0.14	0.86	0.00	LT	0.00	-0.17	0.28	-0.11	LT	0.00	0.66	0.94	0.74
TUF	0.50	0.00	0.33	0.17	TUF	0.15	0.00	-0.22	0.07	TUF	0.39	0.00	0.51	0.27
KİL	0.36	0.55	0.00	0.09	KİL	-0.10	0.15	0.00	-0.04	KİL	0.25	0.58	0.00	0.15
SLT	0.00	0.00	1.00	0.00	SLT	-0.29	-0.25	0.54	0.00	SLT	0.58	0.50	1.28	0.00
						Toplam								
						6.84								

Serbestlik derecesi (degree of freedom) = 8

Çizelge 2. 22 No.lu sondajın istatistiksel verileri.

Table 2 Statistical data of drilling number 22.

**a. Litofasiesler
(Lithofacies)**

Linyit (LT)	15
Tuf (TUF)	13
Kilitasi (KIL)	9
Siltasi (SLT)	3
toplam	40

**b. Sayılan gecis matrisi (fij)
(Transition count matrix)**

	LT	TUF	KIL	SLT	TOPLAM
LT	0	9	5	1	15
TUF	7	0	5	1	13
KIL	5	3	0	1	9
SLT	3	0	0	0	3

**c. Bagimsiz olasili matrisi (rij)
(Independent trials matrix)**

	LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	0.52	0.36	0.12
TUF	0.56	0.00	0.33	0.11
KIL	0.48	0.42	0.00	0.10
SLT	0.41	0.35	0.24	0.00

**d. Olasili gecis matrisi (pij)
(Transition probability matrix)**

	LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	0.60	0.33	0.07
TUF	0.54	0.00	0.38	0.08
KIL	0.56	0.33	0.00	0.11
SLT	1.00	0.00	0.00	0.00

**e. Fark matrisi (dij)
(Diffrence matrix)**

	LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	0.08	-0.03	-0.05
TUF	-0.02	0.00	0.05	-0.03
KIL	0.07	-0.09	0.00	0.01
SLT	0.59	-0.35	-0.24	0.00

**f. Ki kare degerleri (X2)
(Chi square values)**

	LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	0.18	0.03	0.36
TUF	0.01	0.00	0.10	0.14
KIL	0.10	0.16	0.00	0.02
SLT	2.62	1.05	0.73	0.00
Toplam				5.49

Serbestlik derecesi (degree of freedom) = 8

Çizelge 3.23 No.lu sondajın istatistiksel verileri.

Table 3 Statistical data of drilling number 23.

**a. Litofasiesler
(Lithofacies)**

Linyit (LT)	12
Tuf (TUF)	11
Kilitasi (KIL)	11
Siltasi (SLT)	1
toplam	35

**b. Sayılan gecis matrisi (fij)
(Transition count matrix)**

	LT	TUF	KIL	SLT	TOPLAM
LT	0	5	7	0	12
TUF	5	0	5	1	11
KIL	7	4	0	0	11
SLT	1	0	0	0	1

**c. Bagimsiz olasili matrisi (rij)
(Independent trials matrix)**

	LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	0.48	0.48	0.04
TUF	0.50	0.00	0.46	0.04
KIL	0.50	0.46	0.00	0.04
SLT	0.35	0.32	0.32	0.00

**d. Olasili gecis matrisi (pij)
(Transition probability matrix)**

	LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	0.42	0.58	0.00
TUF	0.45	0.00	0.45	0.09
KIL	0.64	0.36	0.00	0.00
SLT	1.00	0.00	0.00	0.00

**e. Fark matrisi (dij)
(Diffrence matrix)**

	LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	-0.06	0.11	-0.04
TUF	-0.05	0.00	0.00	0.05
KIL	0.14	-0.09	0.00	-0.04
SLT	0.65	-0.32	-0.32	0.00

**f. Ki kare degerleri (X2)
(Chi square values)**

	LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	0.10	0.28	0.52
TUF	0.05	0.00	0.00	0.64
KIL	0.41	0.22	0.00	0.46
SLT	1.19	0.32	0.32	0.00
Toplam				4.5

Serbestlik derecesi (degree of freedom) = 8

Çizelge 4.24 No.lu sondajın istatistiksel verileri.

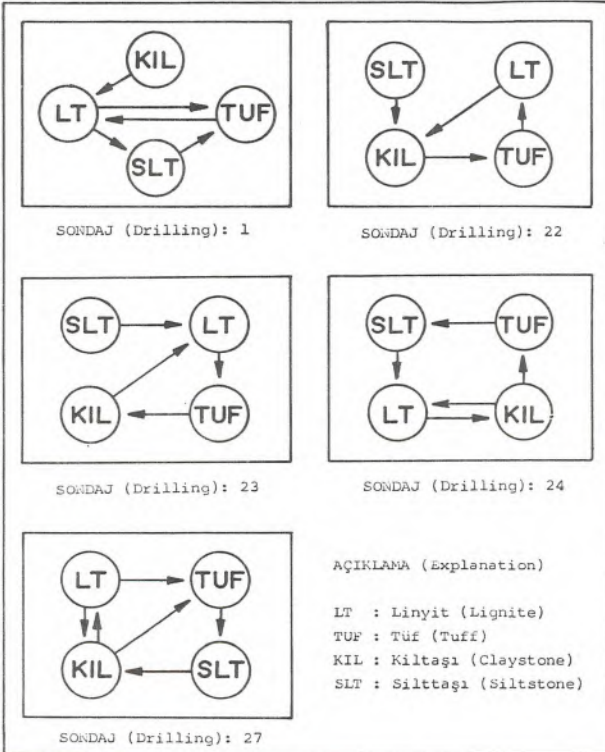
Table 4 Statistical data of drilling number 24.

a. Litofasiyeler (Lithofacies)		b. Sayılan geçis matrisi (fij) (Transition count matrix)						c. Bağımsız olasılı matrisi (rij) (Independent trials matrix)						
Linyit (LT)	13		LT	TUF	KIL	SLT	TOPLAM		LT	TUF	KIL	SLT		
Tuf (TUF)	8	LT	0	4	9	0	13	LT	0.00	0.25	0.56	0.19		
Kiltası (KIL)	18	TUF	2	0	4	2	8	TUF	0.35	0.00	0.49	0.16		
Siltası (SLT)	6	KIL	11	4	0	3	18	KIL	0.48	0.30	0.00	0.22		
toplam	45	SLT	0	1	5	0	6	SLT	0.33	0.21	0.46	0.00		
d. Olasılı geçis matrisi (pij) (Transition probability matrix)		e. Fark matrisi (dij) (Difference matrix)					f. Ki kare değerleri (X2) (Chi square values)							
	LT	TUF	KIL	SLT		LT	TUF	KIL	SLT		LT	TUF	KIL	SLT
LT	0.00	0.31	0.69	0.00	LT	0.00	0.06	0.13	-0.19	LT	0.00	0.17	0.39	2.44
TUF	0.25	0.00	0.50	0.25	TUF	-0.10	0.00	0.01	0.09	TUF	0.23	0.00	0.00	0.38
KIL	0.61	0.22	0.00	0.17	KIL	0.13	-0.07	0.00	-0.06	KIL	0.63	0.33	0.00	0.25
SLT	0.00	0.17	0.83	0.00	SLT	-0.33	-0.04	0.37	0.00	SLT	2.00	0.04	1.80	0.00
										Toplam				8.67

Serbestlik derecesi (degree of freedom) = 8

Çizelge 5, 27 No.lu sondajın istatistiksel verileri.

Table 5 Statistical data of drilling number 27.



Şekil 3 İncelenen sondajlarda Markov Zinciri Analizine göre litofasiyeler geçişleri.

Figure 3 Lithofacies transitions investigated drillings according to Markov Chain Analysis.

(1) no'lu eşitliğe uygulandığında $r_{ij} = 0.36$ bulunur (Çizelge 1c). Bulunan r_{ij} değeri, linyit ve tuf litofasiyeler için bağımsız olasılı matrisi'dir. Yani, bir no'lu kuyuda sayılan toplam 22 litofasiyeler içinde, 8 linyit tabakası üzerinde 5 kez tuf tabakasının yerleşiminin istatistiksel ifadesidir.

2) Olasılı geçiş matrisi (Transition probability matrix):

Olasılı geçiş matrisi bileşenleri için P_{ij} sembolü kullanılır.

$P_{ij} = f_{ij}/S_i$ (2) eşitliği ile hesaplanır.

Bir no'lu kuyuda linyit üzerine gelen tuf tabakasının sayısı; $f_{ij} = 3$, toplam linyit tabakasının sayısı; $S_i = 8$ 'dir (Çizelge 1b). Bu değerler yukarıda verilen (2) no'lu eşitliğe uygulandığında $P_{ij} = 0.38$ bulunur (Çizelge 1d). Bu sayısal değer, linyit ile tuf tabakası arasındaki geçişin istatistiksel ifadesidir.

3) Fark matrisi (Difference matrix):

Fark matrisi için d_{ij} sembolü kullanılır.

$d_{ij} = P_{ij} - r_{ij}$ (3) eşitliği ile hesaplanır.

Bir no'lu kuyuda olasılı geçiş matrisi; $P_{ij} =$

0.38, bağımsız olasılı matriks; rij = 0.36'dır. Bu değerler yukarıda verilen (3) no'lu eşitliğe uygulandığında dij = 0.02 bulunur (Çizelge 1e).

Yukarıda sözü edilen istatistiksel parametrelerin doğruluk ve güvenilirlik kontrolü için ki kare sınaması (chi square test) uygulanmaktadır (Gingerich, 1969; Miall, 1973).

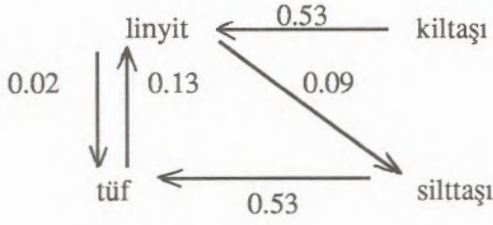
$$\chi^2 = \sum_{ij}^n (f_{ij} - S_{ij})^2 / S_{ij} \dots\dots\dots (4)$$

eşitliği yardımıyla yapılan bu sıralamada ki kare serbestlik derecesi; bağımsız olasılı matriks (rij) çizelgesinde yeralan toplam pozitif rakam sayısından, mutlak değeri sıfır olan rakam sayısı çıkarılarak bulunur (Gingerich, 1969) (Çizelge 1f).

Yukarıda değinilen eşitlikler çalışma sahasında incelenen her kuyuya uygulanmış ve sonuçlar çizelgeler halinde sunulmuştur (Çizelge 1, 2, 3, 4, 5).

Çizelgede yeralan fark matriksindeki (1.e) pozitif değerler litofasiyeler arasındaki geçişleri göstermektedir. Örneğin; 1 no'lu kuyuda, fark matriksi çizelgesinde (1.e) ilk sırada yeralan linyit (LT) pozitif değere tuf (TUF) ve siltaşında (SLT) ulaşmaktadır. İkinci sırada yeralan tufün matriksi yalnız siltaşında pozitiftir.

Üçüncü sıradaki kiltaşının (KIL) matriksi linyitte pozitif olmaktadır. Son sırada yeralan siltaşının matriksi ise tufde pozitif değerdedir. Bu pozitif değerler litofasiyelere uygulandığında, litofasiyeler arasındaki geçişler bulunur. Buna göre 1 no'lu kuyuda;



geçişleri elde edilmiştir.

Aynı şekilde yukarıdaki işlemler diğer kuyulara da uygulanmış ve elde edilen litofasiyeler geçişleri (Şekil 3)'de verilmiştir.

İncelenen kuyularda elde edilen ki kare değerleri; 8 serbestlik derecesine göre; 4.50-8.67 arasında değişmektedir. Bu değerlerin güvenilirlik sınırları % 70-90 arasındadır.

Erkan, 1990'a göre ki kare sınamasının güvenilirlik sınırı % 95 olarak verilmektedir.

Çalışmamızda elde edilen değerlerin güvenilirlik sınırı altında olması, ardalanan litofasiyelerin sayılarının azlığına dolayısı ile sedimantasyona bağlıdır.

SONUÇLAR

Markov zinciri analiz yöntemi, tekrarlanan litofasiyelerin birbirleri ile olan ilişkilerini ortaya koyar. Bu ilişkinin kökeni ve nedenleri ise ancak fasiyeler analizleri ile açıklanabilir.

İncelenen sondajların ikisinde (24 ve 27 no'lu sondajlar) karşılıklı linyit-kiltaş geçişi, birinde (22 no'lu sondaj) linyit-kiltaş geçişi, ikisinde ise (1 ve 23 no'lu sondajlar) kiltaş-linyit geçişi saptanmıştır. Yine, sondajların birinde (1 no'lu sondaj) karşılıklı linyit-tuf geçişi, ikisinde (23 ve 27 no'lu sondajlar) linyit-tuf geçişi, birinde ise (22 no'lu sondaj) tuf-linyit geçişi istatistiksel olarak saptanmıştır.

Sonuç olarak, çökeltme ortamına tuf gelişi ile linyit oluşumu arasında bağlantı olduğu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca bu çalışmada elde edilen sonuçlara göre Markov Zinciri Analiz yönteminin, litofasiyelerin ardalama sayısı ile orantılı olduğu ortaya çıkmaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, kendilerine çalışma olanaklarını sağlayan ve destek olan Doç. Dr. Güner ÜNALAN'a (MTA), eleştirileri ile katkıda bulunan Doc. Dr. Nizamettin KAZANCI (AÜFF) ve Doç. Dr. Baki VAROL'a (AÜFF), hesaplamalardaki katkılarından dolayı Dr. Mehmet ŞENER (MTA) ve Faruk OCAKOĞLU'na (MTA) teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akay, E., Erkan, E., Ünay, E., 1989, Muş Tersiyer havzasının stratigrafisi. MTA Dergisi Sayı: 109, S. 59-76.

Carr, T.R., 1982, Log-linear models, Markov chains and cyclic sedimentation. Jour. Sed. Pet. Vol. 52, S. 905-912.

Davis, J.C., 1986, Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley and Sons, Inc., U.S.A., S. 150-162.

Erkan, Y., 1990, Yerbilimciler için istatistik (çeviri) Ankara.

Evans, J.E., 1991, Facies relationships, alluvial architecture and paleohydrology of a Paleo-

- gene, humic-tropical alluvial fan system: Chumstick Formation Washington State USA. Jour. Sed. Pet. Vol. 61, S. 732-755.
- Gingerich, D.D., 1969, Markov Analysis of cyclic alluvial sediments. Jour. Sed. Pet. Vol. 39, S. 330-332.
- İlker, S., 1966, Erzurum-Muş bölgesinde Karaköse J 48 a4, d1 paftalarının 1/25.000 ölçekli detay petrol etüdü MTA Raporu, No: 4177 (yayınlanmamış).
- Krumbein, W.C., 1968, Statistical models in sedimentology. Sedimentology. Vol. 10, S. 7-23.
- Miall, A.D., 1973, Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. Sedimentology. Vol. 20, S. 347-364.
- Selvi, B., 1977, Erzurum-Hınıs-Zırmak kömür havzasının raporu, MTA raporu, No: 6379 (yayınlanmamış).
- Şengüler, İ., Özdemir, İ., Sulu, K., Gönenç, O., 1991, Muş-Hınıs (Erzurum)-Tutak (Ağrı) Havzasının Jeolojisi ve Linyit Olanakları MTA Raporu; No: 9195 (yayınlanmamış).
- Şengüler, İ., Toprak, S., 1991, Varto, Hınıs, Bulanık, Malazgirt yöresi linyitlerinin petrografik özellikleri, Türkiye Jeoloji Bülteni. Cilt. 34 S. 15-22.

ÇİFTEHAN-KOÇAK (ULUKIŞLA/NİĞDE) YÖRESİ DEMİR YATAKLARININ MİNERALOJİK VE JENETİK İNCELEMESİ

Mineralogical and genetic study of iron deposits of the Çiftehan-Koçak (Ulukışla/Niğde) district

Sedat TEMUR Selçuk Üniv. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, KONYA

Halil BAŞ Selçuk Üniv. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, KONYA

ÖZ: Yöredeki demir yatakları Üst Senoniyen-Paleosen yaşlı Çiftehan karmaşığına ait Elmalı volkanit üyesinin içinde veya bu volkanitlerle Aktaştepe kireçtaşı üyesine ait karbonatların kontaklarında yer almaktadır.

Yatakların ana cevher minerali manyetittir. Daha az oranlarda veya eser miktarlarda bulunan kalkopirit, kobaltit, pirit, bravoit, linneit, bornit, millerit, sfalerit, galenit, ilmenit, rutil/anatas, hematit, neodijenit, braunit, kovellin, nabit altın/elektrum, klabrodit, bizmutinit ve ayikinit gibi cevher mineralleri manyetite eşlik etmektedir. En yaygın gang minerali ise epidottur. Kuvars, kalsit, granat, piroksen, amfibol, klorit, kordiyerit, aktinolit ve tremolit izlenen diğer gang mineralleridir. Mineraller birbirini kesme, ornatma, birbirlerinin içinde ayrılma veya kapanım kristalleri halinde bulunma özelliklerine göre cevher mineralizasyonu beş evreye ayrılabilir. Skarn zonlarının içinde yer alan demir yatakları kontak-metasomatik kökenlidir. Cevherleşmeyi monzonit ve diyorit bileşimli derinlik kayaçlarından kaynaklanan çözeltiler sağlamıştır. Yataklar Üst Senoniyen-Paleosen yaşlıdır. Yöredeki demir yataklarının toplam rezervi yaklaşık 200 000 ton'dur.

ABSTRACT: The iron ore deposits in the studied area appear in the Elmalı volcanite member or at the contact between this volcanites and Aktaştepe limestone member of the Upper Senonian-Paleocene aged Çiftehan complex.

The dominant mineral of the iron deposits is magnetite. Magnetite is accompanied in lesser or trace amounts by chalcocopyrite, cobaltite, pyrite, bravoite, linnæite, bornite, millerite, sphalerite, galena, ilmenite, rutile, sphe, anatas, hematite, neodigenite, braunite, covellite, native gold/electrum, clabrodite, bismutinit and aikinite. The common gangue mineral is epidote. Quartz, garnet, pyroxene, amphibol, clorite, cordierite, actinolite and tremolite are the other observed gangue minerals. Ore mineralization can be divided five phases according to cross-cutting, replacement and seperation on inclusion features of the minerals. The iron deposits occuring in scarn zones are of contact-metasomatic origine. The mineralization is due to solution derived from plutonic rocks with monsonitic and dioritic compositions. The age of the iron ores is Upper Senonian-Paleocene. The total reserve of the iron deposits in the area is about 200 000 t.

GİRİŞ

Bu çalışmada Çiftehan-Koçak-Üçtepe (Ulukışla-Niğde) köylerinin yakınlarında (Şekil 1) yer alan demir yataklarının jeolojisi, mineralojisi ve jenetik özellikleri ele alınmaktadır. Yörede 1970'li yıllardan beri çeşitli amaçlarla incelemeler yapılmış olup, bunlardan çoğu, daha geniş alanları

kapsayan jeolojik haritalama çalışmalarıdır. 1950-1960 arasında da demir yataklarının işletmeye açıldığı bilinmektedir. Yörede maden yataklarına yönelik çalışmalar Ateş (1986), Billor (1986), Billor ve Anıl (1986), Tatar (1987) ile Çevikbaş ve Öztunalı (1991) tarafından yapılmıştır.

Bu çalışmanın amacı, Orta Toros kuşağının

kuzey bitişğinde yer alan ve gerek jeolojik konumları, gerekse mineral parajenezleri bakımından kontak-metasomatik bir oluşumu yansıtan demir yataklarının ayrıntılı jeolojik ve mineralojik incelenmesi ve jenetik özelliklerinin yorumlanmasıdır. Bunun için 1/25 000 ölçekli jeolojik harita alımı yapılmış, birimler formasyon ve üye mertebesinde tanımlanmış, cevherleşmelerin dağılımı ve yankayaç ilişkileri incelenmiş ve çok sayıda cevher örneğinin mineralojik incelemesi yapılmıştır.

JEOLojİK KONUM

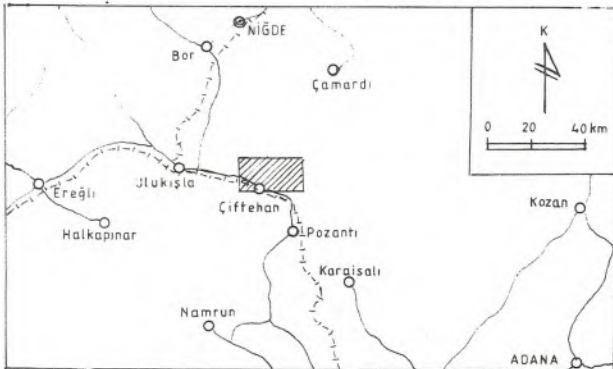
Orta Toros Kuşağı'nın önemli bir bölümünü oluşturan Bolkar Dağları'nın kuzeyinde yer alan inceleme alanında gözlenen birimler Alihoca ofiyolitinin üzerine çökelmiş Üst Senoniyen-Orta Eosen zaman aralığında oluşmuş sedimanter, volkano-sedimanter, damar ve derinlik kayaçları ile temsil edilmektedir (Şekil 2).

Alihoca Ofiyoliti

İnceleme alanının en yaşlı birimi olan Alihoca ofiyolitinin ismi Demirtaşlı ve diğ. (1973)'nden alınmıştır. Birim bazik ve ultrabazik kayaçlarla bunların içerisinde dağılmış Bolkardağı mermerlerine ait bloklardan oluşmaktadır. Bazik ve ultrabazik kayaçlar diyorit, gabro, diyabaz, peridotit ve serpantinitle temsil edilmektedir. Ofiyolitlerin üzerine Çiftehan karmaşığında ait sedimanterler gelmektedir. Bu sedimanterlerden elde edilen fosiller ofiyolitlerin yerleşim yaşının en geç Kampaniyen olduğunu göstermektedir (Baş ve Temur, 1991).

Çiftehan Karmaşığı

Birim esas olarak bazaltik, andezitik ve trakitik bileşimli volkanik lav akıntıları, aynı bileşimli damar kayaçları, piroklastikler, yastık lavları ile konglomera, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşı gibi sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır. Ayrıca bunların



Şekil 1 İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1 Location map of the investigation area.

bir kısmını kesen monzonitik ve diyoritik bileşimli derinlik kayaçları bulunmaktadır. Birimi temsil eden bu değişik tür kayaçlar aynı havzanın ürünü olup, Üst Kretase'de gelişen adayı volkanizmasının aktif olduğu (Baş ve diğ., 1986) ve aynı zamanda terrijen malzemenin çökelediği bir ortamı yansıtmaktadır. Karmaşığa ait sedimanterlerden elde edilen fosiller Üst Senoniyen-Paleosen yaşını vermektedir (Baş ve Temur, 1991).

Çiftehan karmaşığını oluşturan birimler litolojik özelliklerine göre Koçak şeyl-kumtaşı üyesi, Elmalı volkanit üyesi, Aktaştepe kireçtaşı üyesi ve Üçtepe monzonit-diyorit üyesi olmak üzere dört üyeye ayrılmaktadır.

Koçak şeyl-kumtaşı üyesi konglomera, kumtaşı, şeyl ve bunlarla aralanmalı killi kireçtaşı seviyeleri ile temsil edilmektedir. Şeyller düşük dereceli metamorfizmanın etkisiyle yer yer fillitik özellik kazanmışlardır. Birim Çiftehan karmaşığının hem tabanında hem de daha üst seviyelerinde, diğer üyelere ait birimlerle yanal geçişli ve aralanmalı olarak gözlenmektedir.

Elmalı volkanit üyesinin yayılımı diğer üyelere göre daha fazladır. Genel olarak bazaltik, andezitik ve trakitik bileşimli lav akıntıları, damar kayaçları, aglomeralar ve yastık lavları ile temsil edilmektedir. Aktaştepe kireçtaşı üyesine ait karbonatlı kayaçlar Elmalı volkanit üyesinin değişik seviyelerinde en fazla 30-40 m kalınlık ve bir kaç kilometre devamlılık gösteren merccekler şeklinde yüzülemektedir.

Üçtepe monzonit-diyorit üyesini oluşturan derinlik kayaçları diğer üyelere ait kaya birimlerinin içine yerleşmiş durumdadır. Diğer taraftan, Elmalı volkanit üyesine ait bazalt damarları tarafından kesilmişlerdir. Bundan dolayı monzonit ve diyorit sokulumlarının volkano-sedimanter oluşumu sürerken kalınlaşan kabuk içine sokuldukları ve volkanitlerle aynı kökenli oldukları düşünülmektedir.

Delimahmutlu Formasyonu

Konglomera, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşları ile temsil edilen formasyonun inceleme alanında en yaygın litolojik birimini oluşturan kireçtaşları gri renkli, ince-orta tabakalı, killi ve bol fosillidir. Kendisinden yaşlı formasyonları açılı uyumsuzlukla örten Delimahmutlu formasyonunun üst dokanak ilişkisi inceleme alanında gözlenmemektedir. Kalınlığı ise 40-50 m kadardır. Fosil topluluğu Orta Eosen (Lütesiyen), hatta Üst Lütesiyen yaşını vermektedir (Baş ve Temur, 1991).

DEMİR YATAKLARI

Yayılm ve Konum

Yöredeki demir yatakları Esendemir Tepe'nin güneyinde, Koçak Köyü'nün kuzeyinde, Mazıkayası Tepe'nin batısında ve Domuzluk Tepe'nin kuzeyinde olmak üzere dört ayrı yerde yüzeye çıkmaktadır. Hemen bütün yataklar skarn zonlarının içinde yer almaktadır. Skarn mineralleri olarak da epidot, tremolit, aktinolit, kuvars, daha az kalsit, feldispat ve ender olarak jips bulunmaktadır.

Esendemir Tepe'nin güneyindeki yataklar Elmalı volkanit üyesine ait andezit, latitandezit, trakit ve bazaltik bileşimli lav akıntıları ve damar kayaçları ile Aktastepe kireçtaşı üyesine ait karbonatlı kayaçların dokanağında yer almaktadır. Ayrıca cevher kütlelerinin kenarlarında çapları 1 m'yi geçmeyen birkaç monzonit sokulumları yankayaçları kesmektedir. Cevherleşme skarn zonuunun içinde birbirini izleyen üç büyük kütle ve bunların kenarlarındaki daha küçük kafalar şeklindedir.

Koçak köyü'nün kuzeyindeki demir yatakları bazaltik ve trakitik bileşimli lav akıntılarının içinde, bunları kesen bir fay zonu boyunca yayılım göstermektedir. Yan kayaçlarında gözlenen breşik özelliğe cevher kütlelerinde daha az rastlanmaktadır. Cevherli kısım 15 m genişliğinde ve 300 m uzunluğundadır. Ancak cevherler aynı hat boyunca yer yer ortaya çıkarak Üçtepe Köyü'ne kadar uzanmaktadır.

Domuzluk Tepe'nin kuzeyindeki yatak daha küçük olup, volkanitlerin içerisindeki bir kireçtaşı merceğinin kantağında yer almaktadır. Diyorit mostrasından yaklaşık 100 m uzaklıktaki yatak 20 m uzunlukta ve 3 m genişliğindedir.

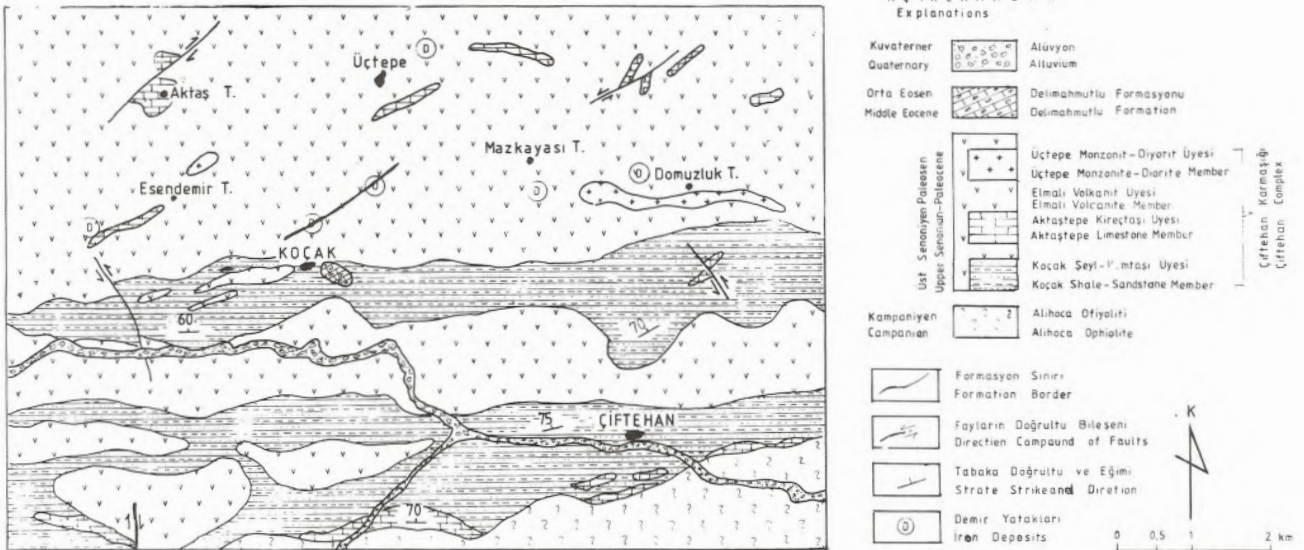
Bunların dışında Mazıkayası Tepe'nin batısında benzer mineral parajenezi ve yankayaç ilişkileri sunmakta ve çok daha küçük kütleler halinde demir oluşumlarına rastlanmaktadır.

Mineraloloji

İnceleme alanındaki demir yataklarının ana cevher minerali manyetittir. Daha az oranlarda veya eser miktarlarda bulunan kalkopirit, kobaltit, pirit, bravoit, linneit, bornit, millerit, sfalerit, galenit, ilmenit, rutil/anatas, hematit, neodijenit, braunit, kovellin, nabit altın/elektrum, klabrodit, bizmutinit ve ayikinit gibi cevher mineralleri manyetite eşlik etmektedir. En yaygın gang minerali ise epidottur. Kuvars, kalsit, granat, piroksen, amfibol, klorit, kordiyerit, aktinolit ve tremolit izlenen diğer gang mineralleridir. Manyetitlerin martitleşmesi ile ikincil hematit oluşmuştur. Ayrıca yüzey ayrışması ile limonit, proluzit, psilomelan, malahit, azurit, eritrin gibi mineraller ortaya çıkmıştır.

Mineral Oluşum Evreleri

Yöredeki demir yataklarının parajenezinde yer alan mineraller birbirini kesme, ornatma, birbirlerinin içinde ayrılım veya kapanım kristalleri halinde bulunma özelliklerine göre cevher mineralizasyonu



Şekil 2 İnceleme alanının jeolojik haritası.

Figure 2 Geological map of the investigation area.

MİNERALLER MINERALS	PRE-MİNERALİZASYON PRE-MINERALIZATION	ANA MİNERALİZASYON MAIN MINERALIZATION					POST-MİNERALİZASYON POST-MINERALIZATION
		1. EVRE 1. CYCLE	2. EVRE 2. CYCLE	3. EVRE 3. CYCLE	4. EVRE 4. CYCLE	5. EVRE 5. CYCLE	
GRANAT (GARNET)	████████						
ÖJİT (OGITE)	████████						
HEDENBERGİT (HEDENBERGITE)	████████						
DİOPSİT (DIOPSITE)	████████						
TREMOLİT (TREMOLITE)	████████						
AKTİNDİLİT (ACTINOLITE)	████████						
EPİDOT (EPIDOTE)	████████						
KORDİYERİT (CORDIERITE)	████████						
FELDSPAT (FELDSPAR)	████████						
BIYOTİT (BIOTITE)	████████						
KLORİT (CLORITE)	████████	████████	████████	████████	████████	████████	████████
KUVARS (QUARTZ)				████████		████████	
KALSİT (CALCITE)					████████		
SİDERİT (SIDERITE)						████████	
ANKERİT (ANKERITE)						████████	
MANYETİT (MAGNETITE)		████████					
İRİT (PYRITE)			████████			████████	
KALKOPİRİT (CHALCOPYRITE)				████████			
KOBALTİT (COBALTITE)				████████			
GLAUKODOT (GLAUCODOT)						████████	
KLABRODİT (CLABRODITE)						████████	
BRAVDİT (BRAVDITE)				████████			
LİNNEİT (LINNEITE)					████████		
MİLLERİT (MILLERITE)					████████		
HEMATİT (HEMATITE)			████████	████████	████████		████████
BÖRNİT (BORNITE)					████████		
SFALERİT (SPHALERITE)					████████		
GALENİT (GALENA)						████████	
BRAUNİT (BRAUNITE)			████████				
İLMENİT (ILMENITE)	████████	████████					
İLMANOMANYETİT (ILMENOMAG±)	████████	████████					
SFEN (SPHEN)	████████						
RÜTİL (RUTILE)	████████				████████	████████	
ANATAS (ANATAS)	████████				████████	████████	
NABİT ALTIN (NATIVE GOLD)				████████			
ELEKTRUM (ELECTRUM)				████████			
					████████		
NEDDİJENİT (NEDDIGENITE)					████████		████████
KÖVELLİN (COVELLITE)					████████		████████
PSİLOMELAN (PSILOMELANE)							████████
PROLUZİT (PROLUSITE)							████████
MALAHİT (MALACITE)							████████
AZURİT (AZURITE)							████████
ERİTRİN (ERITRIN)							████████
GÖTİT (GOTHITE)							████████

Şekil 3 Demir yataklarının genelleştirilmiş mineral oluşum evreleri.

Figure 3 Generalized mineral succession of the iron deposits.

nu beş evreye ayrılabilir (Şekil 3). Ayrıca cevher minerallerinden daha erken oluşumlu olan gang mineralleri ve cevherin içinde yan kayaç artıkları olarak bulunan mineraller premineralizasyon dönemini temsil etmektedir.

Pre-mineralizasyon döneminde en erken oluşumlu gang mineralleri olarak granat, ojit, diyopsit ve hedenberjit izlenmektedir. Amfiboller piroksenlerden daha genç, epidottan daha yaşlıdır. Biyotit, muskovit, klorit, serisit ve feldispatlar da bu dönemin son evrelerinde ortaya çıkmışlardır. İlmenit, ilmenomanyetit sfen, rutil ve anatasın ise büyük ölçüde yankayaçtan alındıkları, bu yüzden premineralizasyon dönemine ait oldukları düşünülmektedir. Ayrıca ilmenit ve ilmenomanyetit manyetit içinde ayrılım lamelleri şeklinde bulunduğu, rutil ve anatasın ise cevherleşme sırasında diğer titanlı minerallerden türediği sanılmaktadır.

Cevher mineralizasyonunun birinci evresi esas olarak manyetitle temsil edilmektedir. İkinci evresinde hematit, braunit ve pirit ortaya çıkmıştır. Daha sonraki evrelerde sülfid mineralleri egemendir. Üçüncü evrede oluşan cevher mineralleri kalkopirit, kobaltit, bravoit ve nabit altın/elektürdür. Dördüncü evre glaukodot, linneit, bornit, bizmutit ve aykinit ile, beşinci evre ise özşekilli pirit, millerit, sfalerit ve galenit ile temsil edilmektedir. Bornitlerin içinde ayrılım halinde bulunan kovellin de dördüncü evre ürünüdür. Manyetitlerdeki birincil martitleşmelerinin üçüncü veya dördüncü evrelerde, kalkopirit ve bornitin neodijenite dönüşümünün de beşinci evrede gerçekleştiği sanılmaktadır. Gang mineralleri olarak üçüncü evrede kuvars, dördüncü evrede kalsit, beşinci evrede kuvars, siderit ve ankarit ortaya çıkmıştır. Yüzey koşullarındaki ayrışma süreçleri ile de ikinci mineraller oluşmuştur.

mineralleri içinde bulunduran bir hamur şeklindedir. Manyetit kristalleri özşekilli (Foto 1) veya yarı özşekilli ve hemen her zaman oldukça kataklastik yapılıdır. Genellikle 150-200 mikron dan daha küçük olan manyetit tanelerinin boyu yer yer 1 mm'ye kadar çıkmaktadır. Kenetli yapılar yaygındır. Yer yer hematitlerin psödomorfu olarak gelişmiş müşketofite rastlanmaktadır. Kontak-metasomatik yataklar için tipik olan bu oluşumlar ışınal kristal demetleri veya gelişigüzel dağılmış ve birbirini kesen taneler şeklindedir. Taneler eğilmiş ve bükülmüşlerdir.

Manyetitlerde zonlu yapılar çok belirgindir. Özellikle Esendemir Tepe'nin güncyindeki cevherleşmelere ait manyetitlerde zonlu yapılar daha yaygın ve daha düzenlidir. Zonlar bejimsi açık kahverengi ve grimsi koyu kahverengi refleksiyon renkleri ile ayırt edilmektedir. Bu özellik manyetit kimyasal bileşimdeki değişmeye bağlanmaktadır.

Manyetitler kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca yaygın olarak martitleşmişlerdir (Foto 2). Martitleşme sırasında olasılıkla önce maghemit, daha sonra hematit ortaya çıkmıştır. Bazı örneklerde maghemit hematitten daha yaygındır. Kataklastik yapılar arttıkça manyetitlerde martitleşme yoğunlaşmaktadır.

Manyetitlerin içerisinde epidot, klorit, piroksen (diopsit ve hedenberjit) ve amfibol (tremolit ve aktinolit) kapanımları bulunmaktadır. Belirgin olarak epidotu ornatmıştır. Manyetitlerin çatlaklarında ufak, özşekilli pirit oluşumları çok yaygındır. Ayrıca manyetitlerin çatlak ve dilinimleri boyunca sokulan kuvars ve karbonat gangı ile beraber kobaltit, pirit, bizmutit, bornit, linneit, millerit, bravoit, sfalerit ve galenit gibi cevher mineralleri manyetitleri ornatmıştır.

Mineral oluşum evreleri içerisinde manyetit en yaşlı cevher minerali olup, parajenezdeki diğer cevher minerallerinden daha erken oluştuğunu

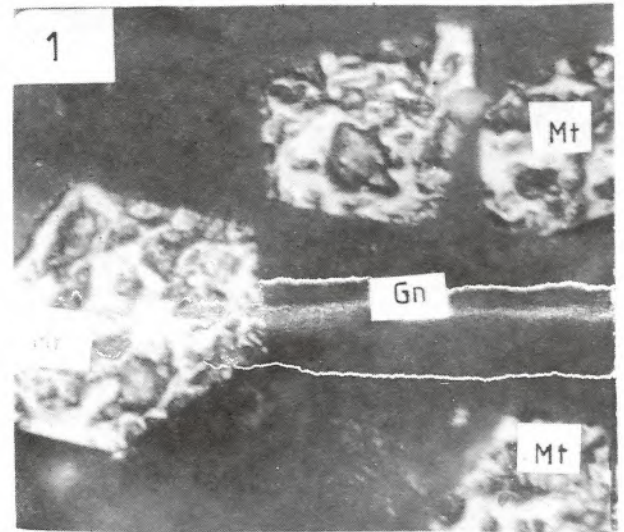


Foto 1 Gang (Gn) içinde özşekilli manyetit (Mt) kristalleri (X N, x 60) (Esendemir Tepe demir yatağı).

Photo 1 Idiomorphic magnetite (Mt) crystals in gangue (Gn) (X N, x 60) (Esendemir Tepe iron deposit).

gösteren ilişkiler sunmaktadır. Bu özelliği ile manyetit, ana mineralizasyonun birinci evresini oluşturmaktadır.

Kalkopirit: Yöredeki demir yataklarında kalkopirit genellikle eser miktarlarda bulunmaktadır. Esendemir Tepe yatağına göre Koçak Köyü'nün kuzeyindeki, Üçtepe Köyü girişindeki ve Domuzluk Tepe civarındaki cevherleşmelerde kalkopirit yaygınlaşmaktadır. Bu cevherleşmelerde kalkopirit artışıyla beraber mangan minerallerindeki artış da dikkat çekmektedir.

Kalkopirit çok ufak taneli (en fazla 100-150 mikron), özşekilsiz, bazen iskelet dokulu kristaller halinde bulunmaktadır. Daha çok manyetitlerin çatlak ve boşluklarına yerleşmiş ornaticı mineral olarak, bornitin içerisinde ise kapanım şeklinde ortaya çıkmaktadır.

Bornitlerin yaygın olduğu kısımlarda kalkopiritlerin kovelline dönüşümleri daha fazladır. Özellikle iri kristalli kalkopiritlerde kenar ve çatlakları boyunca neodijenite dönüşümler de çok yaygındır. Kalkopiritlerin yüzey ayrışması ürünü olarak malahit, azurit ve limonit oluşumları ortaya çıkmıştır. Süksesyon içinde kalkopirit manyetit ve kataklastik piritten daha geç, bornitten daha erken oluşumlu olduğundan mineralizasyonun üçüncü evresine karşılık gelmektedir.

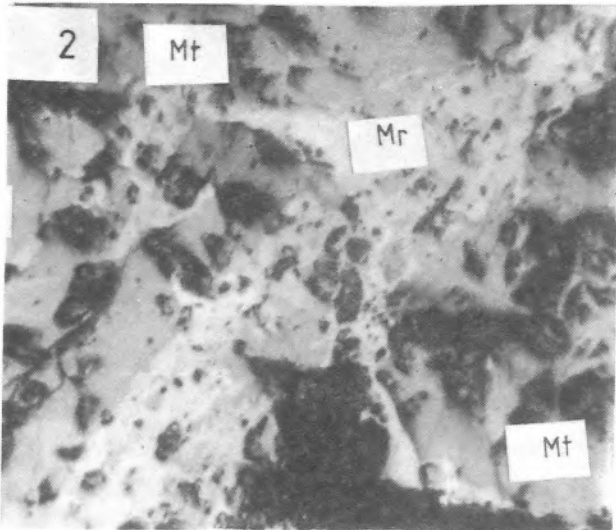


Foto 2 Kenar ve çatlakları boyunca martitleşmiş (Mr) manyetit (Gn-Gang) (Esendemir Tepe demir yatağı).

Photo 2 Magnetite (Mt) with marthit along their border and cracks (Gn-gangue) (X N, x 50) (Esendemir Tepe iron deposit).

Pirit: Yöredeki demir cevherlerinin içinde piritlerin oranı çok düşüktür. Ancak kalkopiritin yaygın olduğu kesimlerde pirit oranında da bir artış gözlenmektedir.

Piritler kataklastik yapı özelliklerine göre iki gruba ayrılabilir. Tamamen kataklastik olan piritlerin özşekilleri bozulmuştur. Bunlar daha çok manyetitlerin arasında veya manyetitlere yakın kesimlerde gang içinde saçılmış halde bulunmaktadır. Kristal boyları diğerlerine göre daha büyük olup, 400 mikrona kadar çıkmaktadır. Özşekilli piritler ise daha küçük (en fazla 200 mikron) kristallidir. Bunlar daha çok manyetitlerin çatlaklarında (Foto 4) ve kalkopiritleri kesen karbonat gangının içinde saçılmış halde izlenmektedir. Bu özellikleri kataklastik piritlerin ikinci evre, özşekilli piritlerin ise dördüncü veya beşinci evre ürünü olarak oluştukları anlaşılmaktadır.

Kobaltit: En fazla Esendemir Tepe'nin güneyindeki yataklarda gözlenen kobaltit diğer yataklarda kalkopirit artışına ters orantılı olarak azalmakta veya hiç gözlenmemektedir.

Kobaltit zayıf kataklastik yapı, elek dokulu, öz veya yarı özşekilli, genellikle 200-300 mikron (en fazla 600-700 mikron) büyüklüğünde kristaller halinde bulunmaktadır. Genellikle gang içinde saçınımlı halde bulunan kobaltit (Foto 5), bazen

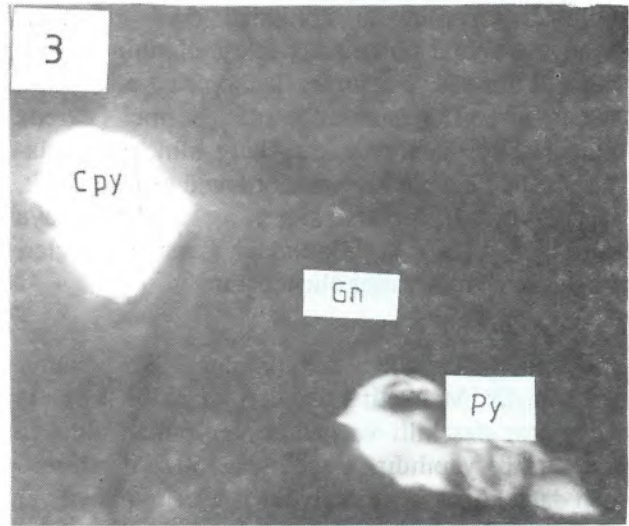


Foto 3 Gang (Gn) içinde yarı özşekilli kalkopirit (Cpy) ve pirit (Py) kristalleri (X N, x 100) (Koçak demir yatağı).

Photo 3 Hip-idiomorphic chalcopyrite (Cpy) and pyrite (Py) crystals in gangue (Gn) (X N, x 100) (Koçak iron deposit),

manyetitlerin çatlaklarına yerleşmiş olarak gözlenmektedir. İçerisinde manyetit ve biyotit kapanımları vardır. Kataklastik piritleri ornatmışlardır. Kuvars, kobaltiti kesmiş ve çatlaklarına sokulmuş durumdadır. Glaukodot, kobaltitin etrafını sarmış ve ornatmıştır. Klabrotitin içinde kobaltit kapanımları vardır. Yer yer kobaltit, zonlu yapısına uygun olarak kalsit tarafından ornatılmıştır. Bu özelliklerinden dolayı kobaltitin mineralizasyonun üçüncü evresinde olduğu sanılmaktadır. Yüzeay ayrışması ile eritrine dönüşmüştür.

Glaukodot: Sadece Esendemir Tepe'nin güneyindeki demir cevherleşmelerinde ve eser miktarlarda rastlanan glaukodot zayıf kataklastik yapılı, özşekilsiz veya yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Genellikle kobaltit ile beraber gözlenen glaukodot, kobaltitin etrafını sarmış ve yer yer içine sokularak ornatmış durumdadır. Klabrotitin içinde ise kapanım halinde kalmıştır. Kuvars tarafından kesilmiştir. Bu özellikleri, glaukodot oluşumunun mineralizasyonun beşinci evresinde gerçekleştiğini göstermektedir. Yüzeay ayrışması ile eritrine dönüşmüştür.

Klabrotit: Klabrotit, yöredeki demir yataklarının eser minerallerinden biridir. Manyetit ve bornitlerin çatlaklarında, daha çok kobaltit ile beraber bulunmaktadır. 100 mikron'dan daha küçük ve özşekilli kristaller şeklindedir. İçinde kobaltit ve glaukodot kapanımları bulundurmasından dolayı

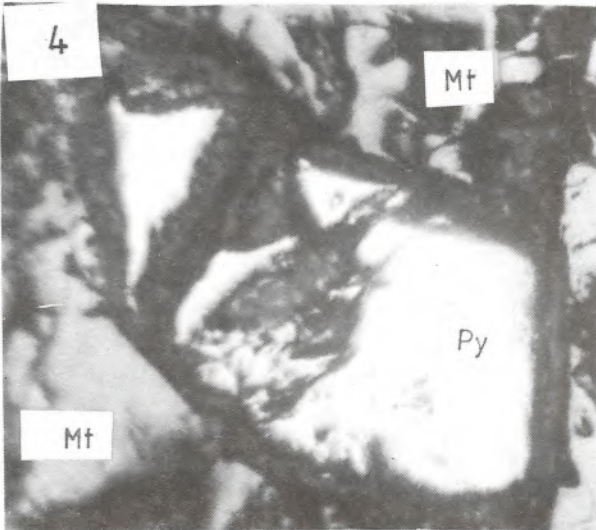


Foto 4 Manyetit (Mt) çatlağında kataklastik pirit (Py) (X N, x 100) (Esendemir Tepe demir yatağı).

Photo 4 Cataclastic pyrite (Py) in magnetite (Mt) crack (X N, x 100) (Esendemir Tepe iron deposit).

mineralizasyonun üçüncü evresine dahil edilmektedir.

Bravoit: Bravoit yöredeki demir yataklarında genellikle kalkopiritli kısımlarda ve eser miktarlarda izlenen minerallerden biridir. Kalkopirit içinde ve manyetitlerin çatlaklarında ufak (en büyüğü 100 mikron kadar), özşekilli kristaller halindedir. Ayrıca kataklastik piritlerin çatlaklarında da birkaç bravoit tanesine rastlanmıştır. Bu özellikleri ile mineralizasyonun üçüncü evresinde oldukları sanılmaktadır.

Linneit: Eser miktarlarda ve çok ufak taneler halinde, kalkopirit ve kuvars gangı içerisinde bulunmaktadır. Klabrotitin içinde özşekilli, 30-40 mikron boyunda linneit taneleri kapanım halinde izlenmektedir. Diğer minerallerle ilişkisi belirlenemediğinden mineral oluşum evreleri içindeki yeri tahmin edilememektedir. Ancak kalkopiritten daha genç, klabroditten daha yaşlı olduğu düşünülerek dördüncü evreye dahil edilmektedir.

Millerit: Eser oranda ve çok küçük kristaller halinde izlenmektedir. Mineralizasyonun dördüncü veya beşinci evresinde diğer sülfid mineralleri ile beraber ortaya çıktığı düşünülmektedir.

Neodijenit: Yöredeki demir yataklarında eser miktarda bulunan minerallerden biridir. Hemen her zaman kalkopirit veya bornitin dönüşüm ürünü olarak ve bu minerallerin kenarları veya çatlakları

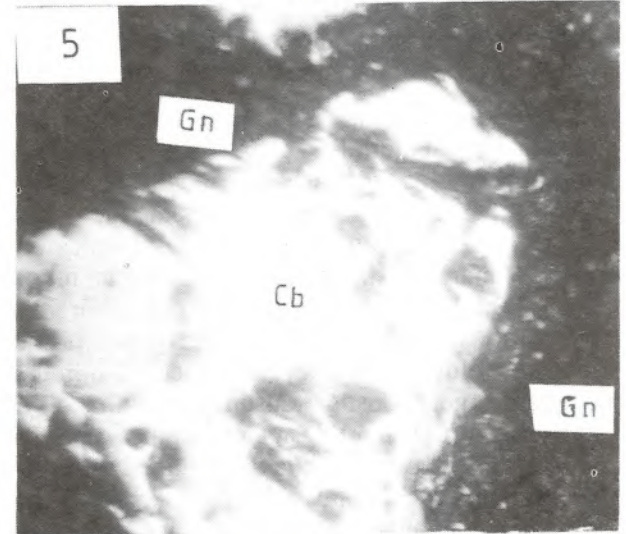


Foto 5 Gang (Gn) içinde yarı özşekilli kobaltit (Cb) (X N, x 100) (Esendemir Tepe demir yatağı).

Photo 5 Hip-idiomorphic cobaltite (Cb) in gangue (Gn) (X N, x 100) (Esendemir Tepe iron deposit)

boyunca ince şerit veya sokulumlar halinde gözlenmektedir. Bu dönüşümün, mineralizasyonun dördüncü ve beşinci evrelerinde geliştiği tahmin edilmektedir. Ramdohr (1980)'a göre bornitin ileri derecede neodijenite dönüşmesi yatağın 225°C ile 230°C arasında oluştuğuna işaret etmektedir.

Hematit: İncelenen demir yataklarında hematit üç değişik şekilde bulunmaktadır. Bunlar birincil hematit, martitleşme ile ortaya çıkan hematit ve spekülaritir.

Birincil hematitler cevher içinde az bulunan minerallerden biridir. Bazı örneklerde kısmen yaygınlaşmakta, bazılarında ise tamamen kaybolmaktadır. Yataklar arası değişimi fazla belirgin değildir. Hematit, çubuk şekilli kesitler vermektedir. Genellikle hematit çubuklarının boyları 300 mikrondan, kalınlıkları 50-60 mikron'dan daha azdır. Bir araya gelen hematit çubukları ışınsal veya tek yönde uzanan demetler oluşturmaktadır. Bu demetlerde eğilme, bükülme ve kırılmalar izlenmektedir. Birincil hematitler daha çok manyetitlerin ara ve çatlaklarını doldurmuş durumda, kısmen de kuvars ve karbonat gangının içinde dağılım göstermektedir. Hematit belirgin olarak manyetiti ornatmıştır ve içlerinde manyetiti kapanımları bulunmaktadır. Kuvars ise hematitten daha genç olup, hematiti damarcıklar şeklinde kesmektedir. Birincil hematitlerin oluşumu, mineralizasyonun ikinci evresinden sonra ortamdaki kısmi bir soğumaya bağlı olarak manyetitlerin yerine hematit kristallenmesi şeklinde yorumlanmakta ve diğer minerallerle ilişkisine göre mineralizasyonun ikinci evresine dahil edilmektedir.

Martit, manyetitin dönüşüm ürünleri olup, manyetit kristallerinin kenar, çatlak, dilinim ve zonlu yapılarına uygun halde ortaya çıkmaktadır. Manyetitlerde hem birincil, hem de yüzey ayrışması ürünü olan martitleşme belirlenmektedir. Birincil martitler diğerlerine göre daha az miktardadır. Bunlarda basınç izleri çok belirgindir. Bunların oluşumunun mineralizasyon sırasında, manyetit oluşumunu izleyen üçüncü ve dördüncü evrelerde gerçekleştiği düşünülmektedir. Yüzey ayrışması ürünü martitleşmeler oldukça yaygındır ve her zaman cevher içinde diğer ikincil minerallerin oranına ve manyetitlerdeki kataklazmanın şiddetine paralel olarak artmaktadır. Martitleşme sırasında önce manyetitler ara mineral olarak maghemite, daha sonra maghemit hematite dönüşmüştür. Bazı örneklerde maghemit hematiten daha yaygındır.

Spekülaritler epidotlu zonun içinde birkaç santi-

metre kalınlığında damarcıklar şeklinde ve ender olarak da mikroskobik olarak cevher kütlelerinin içinde gözlenmektedir. Spekülarit oluşumu, birincil hematitlerin dislokasyon metamorfizması ile yapraklı yapı kazanmaları şeklinde gelişmiştir. Bu form değişimi de post-mineralizasyon evresinde gerçekleşmiştir.

Bornit: Yöredeki demir yataklarında çok az oranlarda bulunan bornit Esendemir Tepe yatağına göre Domuzluk Tepe'nin kuzey kesimindeki cevherleşmelerde biraz daha yaygındır. Üçtepe Köyü'nün girişindeki bakır zuhurunda ise bornit oranı oldukça artmaktadır. Bornitin genellikle kalkopiritle birlikte bulunuşu dikkat çekmektedir. İri kalkopirit tanelerini saran bornit kılıfları yer yer kalkopiriti ince damarcıklar şeklinde kesmiştir. Bunların içerisinde kalkopirit ve kobaltit kapanımları kalmıştır. Bornitler sfalerit ve galenitlerle beraber manyetitleri ornatmakta veya gang mineralleri ile beraber manyetitlerin çatlaklarını doldurmaktadır. Bornitin içerisinde çok az miktarda ve çok küçük taneler halinde kovellin ayrılmaları vardır. Bu ilişkilerine göre bornit oluşumu mineralizasyonun dördüncü evresine dahil edilmektedir.

Sfalerit: Yöredeki demir cevherleşmelerinde esas miktarlarda bulunan cevher minerallerinden biridir. Daha çok karbonat gangının içinde galenitle birlikte dağılım göstermektedir. Yataklar

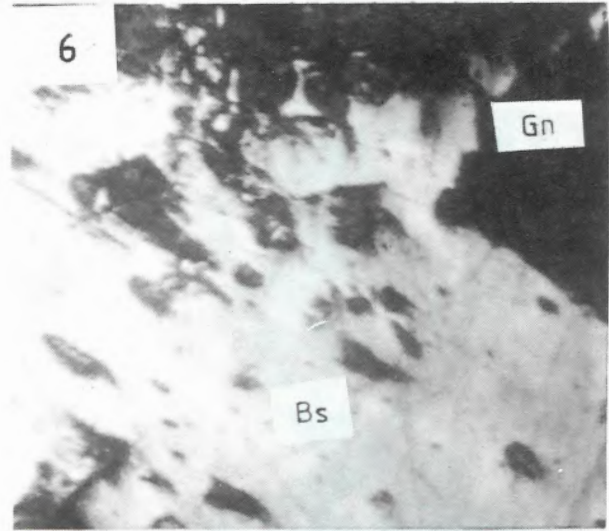


Foto 6 Gang (Gn) içinde özşekilsiz bizmutinit (Bs) (X N, x 50) (Esendemir Tepe demir yatağı).

Photo 6 Xenomorphic bismutinite (Bs) in gangue (Gn) (X N, x 50) (Esendemir Tepe iron deposit).

arasında sfalerit oranındaki değişim belirgin değildir. Sfalerit galenit ve bornitle beraber manyetiti ornatın damarcıklar oluşturmaktadır. Glenit sfaleriti ornatmıştır. Sfalerit ise kataklastik piritleri ornatmıştır. Ender olarak da damla Şekli kalkopirit ayrılımları bulundurur. Bu özellikleri ile sfaleritin dördüncü evrede ortaya çıktığı sanılmaktadır. Sfalerit oldukça koyu renkli olup, kırmızımsı kahve iç refleksiyon rengi vermektedir. Bu durum bünyelerindeki izomorf FeS dağılımından kaynaklanmaktadır (Çağatay,1980).

Galenit: Yöredeki demir cevherleşmelerinde eser miktarlarda bulunan cevher minerallerinden biridir. Daha çok karbonat gangının içinde sfaleritle beraber dağılım göstermektedir. Yataklar arasında galenit oranındaki değişim belirgin değildir. Galenitler sfalerit ve bornitle beraber manyetiti kesen damarcıklar oluştururlar. Hemen bütün cevher minerallerini ornatığı için en genç mineral olarak kabul edilmekte ve oluşumunun mineralizasyonun beşinci evresinde gerçekteştiği düşünölmektedir.

Braunit: Braunit Domuzluk Tepe'nin kuzey kesimindeki cevherleşmelerde yaygın, diğerlerinde ise eser miktarlarda bulunmaktadır. İlmenit ve ilmenomanyetit en fazla 800 mikron boyunda, çubuk Şekli ve oldukça kataklastik yapılı taneler Şekindedirler. Hemen her zaman manyetitin içinde izlenmektedir. Ancak manyetitle ilişkisi belirlenememektedir. Manyetitle ilmenit ve ilmenomanyetit ayrılımlar lamelleri oluşturabileceği gibi bunlar manyetitin içinde kapanım Şeklinde de kalmış olabilirler. Dolayısıyla ilmenit ve ilmenomanyetit ya yankayaçtan alınmış pre-mineralizasyon evresi oluşumlarıdır; ya da mineralizasyonun birinci evresinde manyetitle beraber ortaya çıkmışlardır.

Sfen, Rutil ve Anatas: Bunlar yöredeki demir cevherleşmelerinde eser miktarlarda izlenmektedir. Sfen daha çok 150-200 mikron, bazen 400 mikron boyunda çubuk Şekli, genellikle kataklastik yapılı, bazıları özŐekli taneler Şeklinde bulunmaktadır. Rutil ve anatas daha küçük taneli ve özyarı özŐeklidir. Bu mineraller manyetit ve kloritlerin içinde kapanım halindedir. Sfenin içinde saçılmış çok sayıda anatas, daha az da rutil vardır. Rutil sfenle birlikte manyetitlerin içinde üçgen Şekli kristal toplulukları Şeklinde kümelenemiştir. Sfenlerin çatlakları kuvars gangı ile doldurulmuştur. Rutil ve anatas daha çok ilmenit pseudomorfları Şeklinde gözlenmektedir. Ayrıca manyetitin içinde de kapanım Şeklinde bulduklarından bunların oluşumları yan kayaçlardan

alınan ilmenit ve ilmenomanyetitlerin hidrotermal etkileşim sonucu Fe kaybetmeleri Şeklinde de yorumlanmaktadır.

Nabit Altın/Elektrum: Demir cevherleşmelerinin içinde, özellikle kalkopiritin yaygın olduğu kısımlarında çok ufak (30-50 mikron) taneler Şeklinde izlenmektedir. Çok eser miktarda dağılım gösterdiklerinden nabit altın/elektrumun, mineralizasyonun hangi evresinde oluştukları belirgin değildir. Ancak kalkopiritlerle beraberliklerinden dolayı üçüncü evreye ait oldukları sanılmaktadır.

Bizmutinit: Esendemir Tepe'nin güneyindeki cevherleşmelerde eser oranlarda ortaya çıkmaktadır. Genellikle ufak taneli (130-150 mikron) olan bizmutinit gang minerallerinin arasında yer yer 1.5 mm boyunda taneler vermektedir (Foto 6). Manyetit çatlak ve dilinimlerine yerleşmiş veya kalkopiritin kenarlarında ornatıcı mineral Şeklinde bulunmaktadır. Kobaltitin içine sokulum yapan ve daha genç olduğu anlaşılan bizmutinitler vardır. Bizmutinitin diğer minerallerle olan bu ilişkilerine göre oluşumu dördüncü evreye dahil edilmiştir.

Aykinit: İnceleme alanındaki Esendemir Tepe cevherleşmelerinde eser miktarda izlenmektedir. Ufak (30-50 mikron) tanelerden oluşan aykinit, manyetitin çatlak ve boşluklarına yerleşmiştir. Hemen her zaman bizmutinitle birlikte diğer mineralleri kesen damarcıklar oluşturmaktadır. Bu özelliklerinden dolayı mineralizasyonun dördüncü evresine dahil edilmiştir.

Gang Mineralleri: İnceleme alanındaki demir yataklarının gang minerallerini granat, ojit, hedenberjit, diopsit, aktinolit, tremolit, epidot, kordiyerit, biyotit, muskovit, klorit, serisit, feldispat, kuvars, kalsit, siderit ve ankerit meydana getirmektedir. Granat, ojit, hedenberjit ve diopsit hemen her zaman en erken oluşumlu olarak izlenmektedir. Granatlar yarı anizotrop ve bazıları zonlu yapılıdır. Manyetitin içinde ojit, hedenberjit ve diopsit kapanımları vardır. Diopsitlerden bir kısmı klorit, tremolit ve aktinolite dönuşmüştür. Tremolit ve aktinolit epidottan daha erken oluşumludur. Kuvarsların içindeki tremolit ve aktinolit artıklarından bir kısmı klorite dönuşmüştür. Epidot daha genç siderit ve ankerit damarcıkları tarafından kesilmiştir. Bu damarcıklarda limonite dönuşümler çok yaygındır. Epidot manyetitin içinde kapanım halinde, kristal kümeleri veya özŐekli tek kristaller Şeklinde izlenmektedir. Kuvarsin içinde çubuk Şekli epidot kapanımları bulunmaktadır. Epidot çatlaklarına ise özŐekli piritler

yerleşmiştir. Biyotitler manyetit ve kobaltitin içinde kapanım halinde yer almaktadır. Bazı biyotitler tamamen kloritlemiştir. Kloritlerin içinde biyotit artıkları kalmıştır. Manyetitler kloritin içinde kapanım halindedir. Özşekilli kloritler yeşil renkli ve öbek öbek dağılmış ışınal kristal toplulukları şeklindedir. Bu tip kloritler kontak-metasomatik yataklarda çok yaygındır. Kloritlerin içinde sfen, rutil ve anatas kapanımları bulunmaktadır. Serisitler kuvarsların arasında ve çok ince taneler şeklindedir. Feldispatlar mikro veya kriptokristalindir ve hemen her zaman bir miktar serisitleşmişlerdir.

Kuvars iki evreli oluşumludur. Kalsitten daha erken oluşumlu olan yaşlı kuvarslar daha iri taneli olup, yer yer 1-2 mm boyunda kristaller vermektedir. Hafif kataklastik yapılı ve zonlu manyetit, hematit, rutil, sfen ve anatas kapanımları bulunan bu süt kuvarslar manyetitlerin arasında iskelet şeklinde izlenmekte ve kobaltitin içine sokulum yapmaktadır. Genç kuvarslar ise kalsitleri kesen damarcıklar şeklindedir. Kalsitler iri taneli ve dilinimleri çok belirgindir. Kalsitlerde, daha çok hidrotermal oluşumlarda ortaya çıkan ikizlenmeler çok yaygındır. İçlerinde manyetit ve hematit kapanımları vardır. Siderit ve ankerit damarları çok genç olup, cevher minerallerinin tamamını kesen damarcık oluşturmaktadırlar. Ankerite göre siderit daha yaygındır.

Demir Yataklarının Kökeni

İnceleme alanındaki demir yataklarından elde edilen jeolojik ve mineralojik veriler, oluşumları ile ilgili şu özellikleri ortaya koymaktadır:

a - Yöredeki demir yatakları Üst Maestrihtiyen-Paleosen yaşlı Çiftahan karmaşığının içinde yer almaktadır. Esas büyük cevherleşmeler Elmalı volkanit üyesine ait lav akıntıları ile Aktastepe kireçtaşı üyesine ait karbonatlı kayaçların kontakta, daha küçük demir oluşumları ise lav akıntıları ve aynı kökenli damar kayaçlarının içinde dağılım göstermektedir.

b - Cevherleşmelerde yer yer tektonik kontrol varlığına rağmen (Koçak Köyü'nün kuzeyindeki yataklar) litolojik kontrol daha belirgindir. Karbonatlı kayaçların olmadığı yerlerde cevher büyük ölçüde fay zonlarına yerleşmiştir.

c - Cevher yerleşimi yan kayaçlarına göre daha gençtir.

d - Cevher geometrisi büyük ölçüde uzamış kütleler şeklindedir. Bazen bunların ikinci büyük eksenleri de uzayarak, kireçtaşlarının tabakalan-

masına uyumlu levhamsı görünüm almışlardır. Daha küçük kütleler ise stok, kafa veya mercek görünümlüdür.

e- Karbonatlı kayaçlara komşu cevher kütleleri, bunların tabakalanmasına uyumlu uzanımlar sunmaktadır. Diğer kısımlarda ise tektonik hatlara veya lav akıntılarının gidişine uyumluluk göstermektedirler.

f - Oldukça karmaşık bir mineral parajenezi sunan demir yataklarında damarlar arası parajenez farklılıkları çok belirgindir. Diyorit sokulumlarına (Domuzluk Tepe'nin kuzeyindeki damar) ve monzonit mostralarına (Üçtepe Köyü'nün girişindeki manyetitli bakır zuhuru) yaklaştıkça mangan (braunit) ve bakır (kalkopirit ve bornit) mineralleri artarken, karbonatlara komşu damarlarda (Esendemir Tepe güneyi) kobaltit oranı yükselmektedir.

g - Karbonatlı kayaçlara komşu damarlar büyük ölçüde epidottan meydana gelen bir skarn zonunun içerisinde yer almaktadır. Diğer yataklarda da skarnlaşma vardır, ancak bunlar kadar gelişmemiştir.

h - Yankayaç alterasyonu olarak volkanitlerde epidotlaşma, daha az silisleşme, kloritleşme ve karbonatlaşma, kireçtaşlarında ise rekristalizasyon, silisleşme ve daha az ankaritleşme gelişmiştir.

i - Parajenezde ilmenit, ilmenomanyetit, sfen, rutil ve anatas gibi yankayaçlardan alınmış mineraller bulunmaktadır. Diğer mineraller ise kontak-metasomatik yatakları yansıtan parajenez meydana getirmektedir. Ayrıca bornit-kovellin ayrılımları ile kalkopirit ve bornitlerin neodijenite dönüşmesi, manyetitlerdeki zonlu yapılar ve ilmenit psödomorfları şeklinde manyetit oluşumları nisbeten yüksek sıcaklıkları yansıtmaktadır.

Bütün bu özellikler kontak-metasomatik yataklara benzemektedir.

Cevher Getiren Eriyiklerin Kaynağı: Dong (1969)'a göre cevherli skamlar, dolayısıyla pirometasomatik yatakları oluşturabilecek plütonik kayaçlar granodiyorit, kuvarslı diyorit, monzonit ve kuvarslı monzonitlerdir. İnceleme alanında bunlardan monzonit yüzeylenmektedir. Monzonitler yer yer monzonit-siyenit bileşimi yansıtmakta ve derinlik kayacı olarak ayrıca diyorit bulunmaktadır. Yöredeki skarn oluşumu ve cevherleşmenin de bu kayaçlara bağlı olarak geliştiği düşünülmektedir.

Borchert (1965)'e göre yaklaşan kıta kenarlarında dalma-batma işlemi sırasında okyanusal

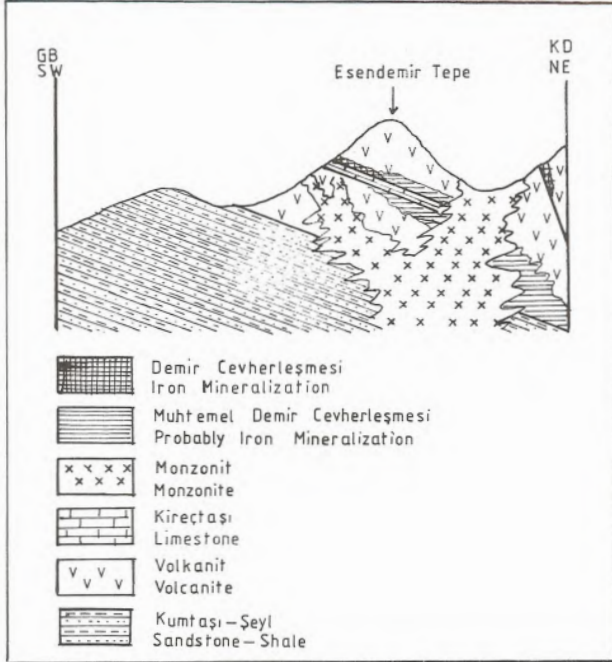
kabuğa ait ultramafiklerle Na ve Ca'ca zengin sedimenter malzemenin Benioff zonu boyunca derine doğru sürüklenmesi sonucu ağır minerallerce zengin, alkali bileşimli bir magma türemektedir. İnceleme alanında da Üst Kretase'de okyanusal kabuk parçalanmıştır. Yanal sıkışmaların etkisiyle okyanusal kabuk dilimlerinden bir kısmı (varsa üzerindeki sedimanlarla beraber) diğerlerinin altına dalarak ergimesiyle bileşimi siyenitten diyorite kadar değişen bir magma türemiştir. Bu magmaya bağlı volkanizma ile adayı geliştirmiştir. Borchert (1965)'e göre bu yolla oluşan magmalar intrusif karakterlidir. Volkanizma ve sedimanlarla kalınlaşan adayayının altındaki bazik magma intrusif karakterli olduğundan üzerindeki kayaları keserek yükselmiştir. Bu yolla yöredeki monzonit ve diyorit sokulumları ortaya çıkmıştır. Sokulumlar aynı zamanda yöredeki skamların oluşumu ve cevherleşmeyi sağlayan eriyiklere kaynak teşkil etmişlerdir.

Eriyiklerin Taşınması ve Cevherleşme: Volkanitlerin içindeki mercer şekilli kireçtaşı seviyeleri geçirgenliklerinin yüksek olması, eriyiklere karşı reaksiyon göstermeleri ve ortamın asitliliğini dengeleyerek mineral çökeline zemin hazırlamaları bakımından eriyiklerin taşınması ve mineralizasyon için en uygun kayalardır. Kireçtaş-

larının olmadığı yerlerde ise eriyikler daha geçiren olan tektonik hatlar boyunca taşınarak çökelmişlerdir. Fakat buralardaki cevherleşmeler daha sınırlı ve skarlaştırma daha zayıf kalmıştır. Diğer taraftan Esendemir Tepe yatakları derinlik kayalarının mostralarına 3-4 km uzaklıktadır. Eriyiklerinin bu uzaklığı volkanitlerin içinde katederek kireçtaşlarına kadar ulaşmaları oldukça zor görünmekte ve yüzeyde de belli hatlar boyunca gelişmiş birincil alterasyon izine rastlanmamaktadır. Bu durumda yatakların tabanında ve kireçtaşı merceği ile kontağı olan bir derinlik kayacı sokulumunun varlığı düşünülmektedir. Böyle bir varsayımın doğru olması durumunda damarların derine doğru devam etmesi ve daha büyük damarlara dönüşmesi beklenebilir. Ayrıca Esendemir Tepe'nin kuzey yamacında ve cevherleşme ile yaklaşık aynı topoğrafik yükseklikte yüzeyleyen küçük monzonit kütleleri buradaki yatakların altında bir sokulumun olabileceği görüşünü desteklemektedir (Şekil 4).

Kontak-metasomatik yataklarda önce büyük ölçüde ferrosilikatlardan meydana gelen skamlar oluşmakta, daha sonra oksitli cevher mineralleri ve en son hidrotermal evre karakterini yansıtan sülfidler ortaya çıkmaktadır. Yöredeki demir yataklarının etrafını saran skam zonlarında en yaygın mineral epidottur. Epidotların bir kısmının yankayaçtaki plajiyoklasların Si, Na ve H₂O'ca zengin çözeltilerle reaksiyona girmesiyle ortaya çıktıkları, bir kısmının da direkt eriyiklerin bünyesinde taşıdıkları Ca, Al, Fe ve Si tarafından oluşturuldukları düşünülmektedir. Daha az oranlarda da tremolit, aktinolit, kuvars ve granata rastlanmaktadır. Kireçtaşlarının demir-magnezyum-silisyum metasomatozu ile yaygın silisleşme ve daha az oranlarda dolomitleşme ve ankeritleşmeler ortaya çıkmıştır. Bu skamlar Duong (1969) sınıflandırmasında yankayaç bileşimine göre kalk-skam, derinlik kayacı ile ilişkilerine göre ekzo-skam özelliğindedir.

Skam oluşumu 900°C ile 50°C arasındaki sıcaklıklarda gelişmektedir. Skamların içerisindeki manyetitler 550°C'da, hematitler ise 320°C sıcaklıkta ortaya çıkmaktadır (Duong, 1969). İnceleme alanındaki yataklarda manyetit ve braunit gibi yüksek sıcaklıklı minerallerin varlığı, manyetitlerdeki zonlu yapılar, ilmenit psödomorfları şeklinde manyetit oluşumları ve bizmutinit + kobaltit + kalkopirit + manyetit + sfaleritten oluşan ve tipomorf sayılabilecek mineral parajenezinin bulunması mineralizasyonun ilk evrelerinin en az 500-



Şekil 4 Esendemir Tepe demir yataklarından geçen şematik enine jeolojik kesit.

Figure 4 Schematic geological cross section of Esendemir Tepe iron deposit.

600°C sıcaklıklarda oluştuğunu ve skamların bundan daha yüksek sıcaklıklı eriyikler tarafından hazırlandığını göstermektedir. Bornit-kovellin ayrılımları, manyetit martitleşmesi, galenitin parajenez girmesi gibi özellikler ise mineralizasyonun son evrelerinde sıcaklığın 200-300°C'ye kadar düştüğüne işaret etmektedir.

Yöredeki demir yataklarında mineralizasyon süksesif olarak gelişmiş olup, tipik pirometasomatik yataklarda olduğu gibi önce oksitler sonra sülfidler oluşmuştur. Cevherleşmenin son evresini meydana getiren sfalerit, galenit ve karbonat gangi ise hidrotermal evreye geçiş şartlarını yansıtmaktadır. Yataklarda hematitten çok manyetite rastlanması oluşum sıcaklığının yüksekliğine ve cevher oluşturan eriyiklerin uçuşu bileşenlerce fazla zengin olmamasına bağlanabilir.

Cevherleşmenin Yaşı: İnceleme alanındaki demir cevherleşmeleri yankayaçlarına göre epijenetik karakterli olup, yan kayaçları Üst Senoniyen-Paleosen yaşlıdır. Aynı zamanda mineralizasyonun kaynak kayacı olan monzonit ve diyoritlerle eşzamanlı olan yataklar yine Üst Senoniyen-Paleosen yaşlı olmalıdır. Bu durum volkanizmaya kaynaklık teşkil eden derinlik kayaçlarının daha önce oluşmuş kendi volkanitlerini ve bunların arasındaki sedimanları keserek cevherleşmeyi sağlamasından kaynaklanmaktadır. Cevherleşme sonrasında ve muhtemelen cevherleşme sırasında da volkanik aktivite devam etmekte ve bu volkanizma Paleosen sonuna kadar sürmektedir. Monzonitleri kesen bazalt daykları bunun en tipik delilidir.

SONUÇ VE ÖNERİLER

1 - İnceleme alanındaki demir yatakları monzonitlerle daha çok karbonatların kontağında oluşmuşlardır. Karbonatların bulunmadığı kesimlerde ise volkanitlerin zayıf zonlarında cevherleşmeler ortaya çıkmıştır. Bu kriterlere göre monzonit kontağı boyunca gömülü demir cevherleşmelerinin bulunması beklenebilir. Bunların yerlerinin ve boyutlarının belirlenmesi için önce jeofiziksel yöntemlerle taranması, sonra ümitli yerlere sondaj açılması gerekmektedir.

2 - Manyetitlerde çok belirgin zonlu yapılar gözlenmektedir. Kontak-metasomatik yataklarda çok yaygın olan bu yapıların ortaya çıkışı ve zonlanmayı oluşturan bileşim değişiminin incelenmesi için çok karakteristik örnekler bulmak mümkündür. Mikroskop çalışmalarıyla bileşim değişimleri incelenebilen ve yatak içindeki dağılımlarıyla oluşumları açıklanabilir.

3 - Demir yataklarında kalkopirit ve bornit oranı yer yer artarak bakır zuhurlarını meydana getirmektedir. Bakırlı minerallerin monzonitlere göre konumu ve oluşum evresi dikkate alınarak ekonomik cevherleşmeler için ümitli yerler belirlenebilir.

4 - Yöredeki yataklar kobalt minerallerince oldukça zengindir. Ancak kobalt yatağı oluşturacak tenöre ulaşıldıkları gibi demir cevherinin de kalitesini düşürmektedir. Manyetit ile kobalt minerallerinin ayırılması için zenginleştirme metodları denlenmektedir.

5 - Cevher içinde bizmutinit ve aykinit gibi bizmut mineralleri kimyasal ve difraktometrik analizlerle daha detay incelenebilir.

6 - Yöredeki demir yatakları kontak-metasomatik kökenli olup, monzonitlerin sokulumlarıyla ilişkilidir. Demir yataklarının yan kayacı olan kireçtaşları ve volkanitlere göre epijenetik karakterlidir. Monzonitler de bunlarla aynı zaman aralığının (Üst Senoniyen-Paleosen) ürünü kayaçlardır. Ayrıca cevherlerin bir kısmı fay zonlarına yerleşmişken daha çok erken oluşumlu minerallerde kataklazma yaygındır. Bundan dolayı kireçtaşları volkanitler, cevherleşme, fay oluşumu ve monzonit sokulumu kataklazmayı sağlayan tektonik etkiler arasında daha ayrıntılı verilere dayanılarak kronolojik ilişki belirlenebilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu incelemede yardım gördükleri Ahmet Çağatay ve İbrahim Çopuroğlu'na teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ateş, Z., 1986, Esendemir Tepe (Koçak-Ulukışla-Niğde) manyetit yatağı; Çukurova Üniv. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, 55 s.
- Baş, H., Ayhan, A. ve Atabey, E., 1986, Ulukışla-Çamardı (Niğde) volkanitlerinin bazı petrografik ve jeokimyasal özellikleri; Jeoloji Mühendisliği, 26,27-34.
- Baş, H. ve Temur, S., 1991, Çiftehhan-Kaçak-Elmalı (Ulukışla-Niğde) yöresi demir, barit ve bakır oluşumları; TÜBİTAK, TBAG Projesi, No 907,105 s.
- Billor, M. Z., 1986, Kayseri ilinin Dere (Çiftehhan) dolayının cevherleşmesi ve volkanitlerin jeokimyasal incelemesi; Çukurova Üniv. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi.
- Billor, M. Z. ve Anıl, M., 1986, Kayseri ilinin Dere

- (Çiftahan) dolayında görülen pirit-kalkopirit-manycit cevherleşmesi ve Tersiyer volkanizması: C.Ü.Müh.Fak. Derg., 1/1, 60-74.
- Borchert, H., 1965, Geosenklinale lagerstraten, was dazu gehört und was nichk dazu gehört sowie deren Beziehungen zu Geotectonic und magmatismus; Forschungsh, Freiberg, C, 7, 7-61.
- Çağatay, A., 1980, Batı Anadolu çinko-kurşun yataklarının jeoloji-mineraloji etüdü ve kökenleri hakkında görüşler; Türkiye Jeol. Kur. Bült. 23, 2, 119-132.
- Çevikbaş, A. ve Öztunalı, Ö., 1991, Ulukışla-Çamardı (Niğde) havzasının maden yatakları; Jeoloji Mühendisliği, 39, 22-40.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D., Selim, M. ve Turan, N., 1973, Bolkar Dağları'nın jeolojisi; Cumhuriyetin 50. Yılı Yer Bilimleri Kong. Tebliğler, 42-57.
- Duong, P.K., 1969, Skarn et mineralisations asocies; Cronique des mines, 292-360.
- Ramdohr, P., 1980, The ore minerals and their intergrowths; Pergaman Prees, Oqford, 1200 s.
- Tatar, M., 1987, Koçak Köyü Cipcip Dere (Niğde-Ulukışla) demir-bakır cevherleşmesinin metalojenezi; Sukurova Üniv. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi.

TORTUL İSTİFLERDEKİ KIRMIZI TABAKALARIN KÖKENİ

Origin of Red Beds in Sedimentary Sequences

Hükmü ORHAN Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
KONYA

ÖZ: Tortul istiflerdeki kırmızı tabakaların kökeni hakkında iki görüş vardır. Birinci görüşe göre çökellere kırmızı rengi veren hematit, detritik olarak çökme havzasına taşınmıştır. İkinci görüşe göre ise hematitin, çökeller içindeki demir içerikli tanelerin ayrışmasının bir ürünü olarak geliştiği şeklindedir.

Gerek tropikal, gerekse arid iklimlerin egemen olduğu bölgelerdeki güncel çökellerin kırmızı olmadıkları gözlenmiştir. Bu bölgelerdeki daha yaşlı çökellerde ise kırmızılanma derecesi yaşa bağlı olarak artmıştır. Bu da tortul istiflerdeki kırmızılanmanın depolanma öncesinden çok, depolanma sonrası işlemlerle olduğu görüşünü kuvvetlendirmiştir.

Demir içerikli herhangi bir mineral, pigmentleşme içinde potansiyel bir kaynak olabilir. Ancak, bir istiftteki kırmızı tabakaların gelişebilmesi, hematit oluşumu ile oluşan hematitin korunmasını sağlayacak taneler arası ortamın kimyasının uygun olmasına bağlıdır.

Kırmızı tabakalar tek başlarına kesin bir iklim belirticisi olarak kullanılmamalıdır. Bu tabakaların çökmesi anındaki iklim koşullarının yorumlanması, fauna ve flora içerikleri, coliyen kumtaşları ve evaporitlerle olan ilişkileri beraberce yapılmalıdır.

ABSTRACT: There are two hypothesis about the origin of red beds. The first one contends that the hematite is detritally derived from lateritic soils. The second one espouses the view that the hematite is formed authigenically from alteration of iron bearing minerals.

It has been observed that recent sediments from arid and tropical climate are not red. They redden with time and the degree of reddening take place with post depositional processes rather than predepositional processes.

Any iron bearing mineral is a potential source for hematite pigment. However, the formation and preservation of red beds takes place if the chemistry of the interstitial environment is suitable.

Red beds by itself should not be used as climate indicator. In order to make an interpretation about the climate during deposition, the flora, fauna and relations of red beds with the colian sandstone and evaporite should be searched.

GİRİŞ

Jeoloji tarihi boyunca çökelmiş tortul istifler içinde yaygın olarak gözlenen kırmızı tabakaların kökeni, kaynağı ve çökelmeleri sırasındaki iklim şartları, uzun zaman tartışma konusu olmuştur.

Tortul istiflerdeki kırmızı tabakaların nasıl oluştuğu hakkında iki karşıt hipotez vardır. 1940'lı yılların sonlarında yaygın bir görüş olmaya başlayan birinci hipoteze göre, sedimanlara kırmızı rengi veren hematit, tropikal ya da subtropikal

bölgelerdeki lateritik topraklardan kıvrıntular şeklinde sedimanlar içine taşınmıştır (Krynine, 1949; Van Houten, 1964).

Walker (1967, 1074, 1976, 1979) tarafından ortaya atılan Turner and Ixer (1977) ve Pittman (1979) tarafından desteklenen ikinci hipotezde ise kırmızı tabakalardaki hematitin demir içeren minerallerin yerinde ayrışması ile oluştuğu ve dolaşısıyla otijenik bir kökeni olduğu savunulmuştur.

Jeolojik kayıtlardaki kırmızı tabakalı istiflerin büyük bir çoğunluğu karasal çökeller olup genellikle çoğu benzer özelliklere sahiptir. Bu özellikleri nedeniyle, kırmızı tabakaların benzer süreçlerle oluştuğu görüşü ortaya atılmıştır (Walker, 1976). Jeolojik kayıtlardaki kırmızı tabakalı istiflerin benzer özellikleri şunlardır:

1 - Bu istifler, genelde tipik olarak orojenik hareketlerle ilişkili çökellerdir ve feldspat içerikleri oldukça yüksektir.

2 - Kırmızı tabakalı istifler yüzlerce metreden binlerce metreye değişen kalınlıklar ile ve binlerce Km² lik bir yayılım alanına sahiptirler.

3 - Bu istifler karakteristik olarak havzaya doğru yanal olarak fluvial kumtaşlarına ve en son olarak da deniz sahili ya da playa-göl ortamlarını belirten ince taneli çökelere geçen kenar fanglomerallerinden oluşur.

4 - Çoğu klasik tabakalı istifler, ya kalın ve geniş alanlara yayılmış evaporitik çökeller içerirler, ya da onlarla ilişkilidirler.

Tortullara kırmızı rengi veren pigment, hematit mineralidir. Kırmızı tabakalardaki hematit pigmenti için aşağıda açıklanan çeşitli kaynaklar önerilmiştir:

1 - İleri derecede ayrılmış kırmızı tropikal topraklardan direkt olarak taşınan detritik hematit (Krynine, 1949; Chukhrov, 1973).

2 - İleri derecede ayrılmış topraklardan taşınan sarı ve kahverengi detritik demir oksitlerin yerinde diyajenetik süreçlerle hematite dönüştürülmesi (Van Houten, 1973).

3 - Demir içeren detritik silikat minerallerin yerinde ayrışması sonucunda diyajenetik süreçlerle oluşan otijenik hematit (Walker, 1967, 1974, 1976, 1979).

4 - Yaşlı kırmızı tabakalardan yeniden işleme ile taşınan detritik hematit (Walker, 1974).

5 - Yukarıdaki işlevlerin iki yada daha fazlasının birleşiminin bir ürünü olarak.

KIRMIZI TABAKALARIN OLUŞUMU

Diyajenetik problemlerle uğraşırken gözönünde bulundurulması gereken kavram, mineral duraylılık kanunudur; "**Mineraller sadece içinde oluştukları ortamlarda duraylıdır**". Başka bir deyişle, bir mineralin oluştuğu ortamda bir değişiklik olursa, bu mineralin bu ortamda dengede olması olası değildir. Bundan dolayı mineral, yeni ortamda duraylı olacak şekilde değişmeye

eğilim gösterir. Bu ilke, tüm dünyada yüzey ayrışması işlevlerinin açıklanmasında kullanılmaktadır. Fakat, bu gerçeğin hareket halindeki yeraltı suyu için de geçerli olacağı, çok az sayıda jeolog tarafından benimsenmiştir.

Kırmızı tabakalardaki hematitin kaynağı olan ferromagnezyumlu silikatlar, feldspat vb silikat mineralleri, sıcaklık ve basıncın yüksek olduğu, O₂, CO₂ ve H₂O gibi bileşenlerin bulunmadığı bir ortamda oluşurlar. Bu mineraller, sıcaklık ve basıncın düşük, O₂, CO₂ ve H₂O'nin genelde bol olduğu su tablasının gerek altında ve gerekse üstündeki ortamlarda dengede değildir. Dolayısıyla ayrışmaya eğilimlidirler.

Çökeller içindeki duraysız silikat minerallerinin ayrışmasını sağlayan birincil işlev hidrolizdir ve su, bu ayrışmanın gerçekleşmesi için gerekli olan tek ayıraçtır.

Demirce zengin silikat minerallerinin ayrışması sonucunda açığa çıkan Fe iyonlarının hematit olarak çökebilmesinde çökeltme ortamının pH ve Eh'si önemli rol oynamaktadır. Eh ve pH'a bağlı olarak hematitin duraylılık alanı Şekil 1'de gösterilmiştir. Bu diyagram jeolojik şartlara uygulandığında, tanelerarası hidrolizle serbest kalan demir, suyun Eh ve pH'sına bağlı olarak, ya ferrous (Fe⁺²) olarak çözeltili içinde kalır ya da ferrik oksid halinde çökeler.

Eğer tanelerarası ortam ferrous (Fe⁺²) iyonların duraylılık alanı içinde kalırsa, Fe iyonları ya çözeltili içinde kalarak tanelerarası su ile göçeder, yada Fe⁺² içeren mineraller (pirit, siderit ve kil mineralleri) şeklinde çökelerler. Bu şartlardaki bir ortamda, çökeller gri ya da, açık yeşilimsi gri renge sahiptirler.

Diğer taraftan eğer tanelerarası ortamdaki suyun pH ve Eh'si hematitin duraylılık alanında ise, ayrışmayla serbest kalan Fe, tanelerarasında hematit şeklinde çökeler. Hematitin çökmesiyle birlikte bu ortamdaki çökeller zamanla kırmızılaşırlar. Bir ortamdaki tanelerarası suyun kimyası sonsuza dek aynı kalmaz. Ortamın Eh ve pH'ında zamanla değişimler olabileceğinden, daha önceden kırmızı olan çökeltilerin ağarmasına, ya da daha önceleri gri renkte olan çökeltilerin kırmızı bir renk almasına neden olur.

Örneğin, tanelerarası ortamın hematit duraylılık alanından Fe⁺² iyon duraylılık alanına kaydıracak kadar fazla bir Eh, yada pH düşmesi, ayrışma ile açığa çıkan demirin çözeltilde kalmasına ve daha önce çökelmiş otijenik hematitin çözülmesine neden olur. Bu şartlarda kırmızılaşma olayı durur ve

daha önce kırmızılaşmış çökellerde de renklerini kaybetmeye başlarlar.

Buna karşın ortamın pH ve Eh'si, Fe⁺² alanından hematit alanına geçecek şekilde yükselmesi halinde, yukarıda açıklanan olayın gelişmesini ters yönde etkiler. Diğer bir deyişle, ayrışma ile açığa çıkan ve/veya çözelti içinde bulunan demir, hematit olarak çökelecektir ve gri renkli olan çökeller kırmızı bir renk almaya başlayacaklardır.

Kırıntılı çökeller çökeldiklerinde kırmızı değildir (Walker, 1976). Kırmızılanma süreci çökelden hemen sonra başlar. Kil mineralleri dahil, demir içeren kırıntılı tanelerin ayrışması ile açığa çıkan demirden hematit oluşumu, çökelden sonraki herhangi bir dönemde gerçekleşebilir. Bu durum, tanelerarası suyun Eh ve pH değerlerinin, hematit duraylılık alanında kalmasına bağlıdır. Hematit oluşumu, tüm Fe içeren duraysız minerallerin tamamen ayrışmasına, ya da ayrışmanın, çökellerin çimentolanmasıyla durmasına kadar devam eder.

Farklı yaşlardaki kırmızı itabakalar incelendiğinde, pigment gelişiminin dereceli bir şekilde kendini gösterdiği belirlenir (Walker, 1976). Çökellerin kırmızılığı, pigmentlerin dereceli gelişmesinin hangi evrede olduğunu belirtir. Gelişmenin en erken safhasında Genç Tersiyer ve Pleistosen yaşlı çökellerde olduğu gibi, hematit pigmentleri, gerek X-ray analizleri, gerekse SEM çalışmaları ile tayin edilemeyecek şekilde kırmızı renkli amorf ferrik oksitlerden ibarettir. Bu safhada çökeller tipik olarak kırmızısarı sarı renktedir. Gelişmenin orta safhalarında, Miyosen yaşlı çökellerde olduğu gibi, oldukça ince taneli kristallenmiş hematit oluşmaya başlar. Hematit kristalleri gerek X-ray, gerekse SEM çalışmalarında belirlenebilir. Bu safhadaki çökeller, çok açık kırmızı renktedir. Gelişmenin ilerleyen evrelerinde, Triyas yaşlı çökellerde olduğu gibi, yeniden kristallenmeyle birlikte ince taneli kristaller daha iri taneli hematit kristallerine dönüşürler ve çökeller kırmızısarı kahverengiden koyu kırmızıya değişen renklerde olurlar.

Çökeller içindeki ferromagnezyumlu tanelerin ayrışması, tanelerarası suyun kimyası, mineraloji, çökellerin dokusu, yeraltısuyu çevriminin özelliği ve çimentolanmanın zamanı, şekli ve yoğunluğu gibi oldukça çok sayıdaki değişken tarafından etkilendiğinden, hematitin gelişme evreleri arasında kesin bir yaş sınırı çizmek olası değildir.

Sonuç olarak, pigment gelişmesine sebep olan ayrışma her yerde aynı anda başlamaz. Pigment gelişmesi; formasyondan formasyona, hatta bir for-

masyon içinde bir noktadan diğer bir noktaya ve bir dönemden diğer bir döneme değişebilir niteliktedir.

Dünyadaki önemli kırmızı tabakalı istiflerin geniş evaporit çökelleri ile beraber bulunduğu bilinmektedir. Evaporit çökelleri beraber buldukları kırmızı tabakaların kökeninin tanımlanmasında oldukça önemlidir. Çünkü, evaporitler bölgesel olarak depolanma esnasında arid iklimin egemen olduğunu açıkça gösterirler.

Evaporit ve kırmızı tabakaların beraber bulunması, tüm kırmızı tabakaların çöl ortamlarında oluştuğunu ispatlamaz. Ancak kırmızı tabakaların oluşması için özellikle arid iklimlerin uygun olduğunu belirtir (Walker, 1976).

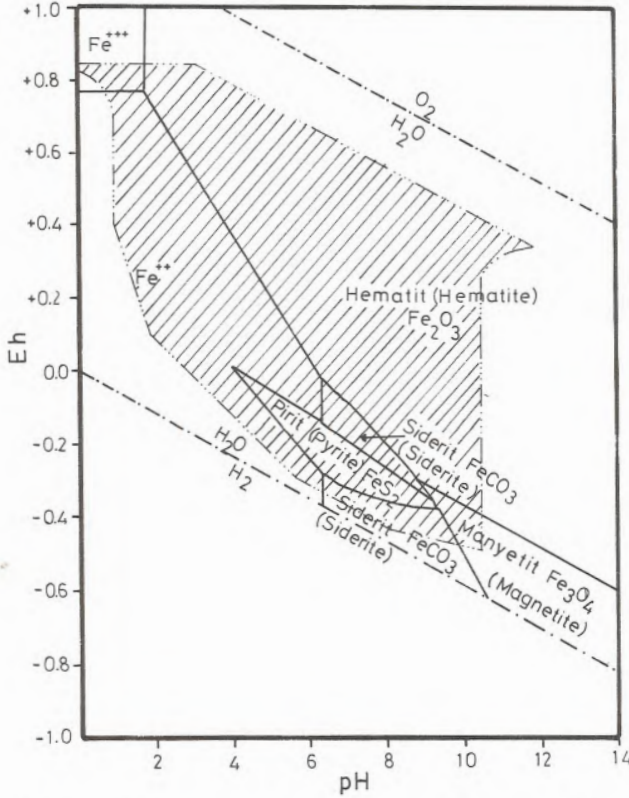
Bölgesel kuraklıktan dolayı, kaynak bölgesinde oluşan taneler, çok az bir kimyasal ayrışmaya uğrar. Bundan dolayı, kaynak bölgesindeki duraysız silikat mineralleri, kaynak bölgesinden çökeltme ortamına aşırı derecede ayrışmaya uğramadan taşınırlar ve orada depolanır. Çökeltme ortamında duraysız silikat minerallerin, yüzeyel ayrışmalarla tahrip edilmeleri olası değildir. Çünkü, jeolojik ölçekte havzadaki çökellerin depolanması süreklilik gösterir. Bunun sonucu olarakta, çökelen sedimanlar daha sonra genç çökeller tarafından örtülür. Bundan dolayı, havzada çökelen tortulların yüzeyel etkilerle ileri derecede tahrip edilmeye zaman bulamadan genç çökellerce örtülür ve gömülürler. Dolayısıyla, çöl ortamlarının, çökelen sedimanlar içindeki duraysız minerallerin kimyasal ayrışmasını önleyen ideal bir konumu vardır. Çökeller içindeki minerallerin ayrışması çökelden sonra 10'larca milyon yıl sürebilir. Walker (1976). Amerikanın güneybatısında, günümüzden 9 ile 26 milyon yıl öncesi bir zaman aralığında çökelen Hayner Ranch formasyonundaki kırmızı tabakalar içinde kısmen çözünmüş ojit ve hornblend artıklarının yaygın olduğu gözlenmiştir.

Kırmızı tabakalar içindeki hematit pigmentlerinin diyajenetik kökenli olduğunu savunanların diğer önemli bir kanıtı da, bu çökeller içinde özşekilli hematit kristallerinin yaygın olarak bulunmasıdır. Yaşlı kırmızı tabakaların bazılarında hematit kristalleri, ince kesitte mikroskop altında görülebilecek büyüklüktedir. Fakat, çoğu durumlarda hematit kristalleri ancak SEM kullanılarak belirlenebilmektedir.

Ortamsal faktörlerdeki lokal ve bölgesel değişiklikler, çökellerin farklı şekillerde renklenmelerine neden olabilirler. Çoğunun birbirleriyle ilişkide olduğu faktörler ve bunların renk oluşumu üzerindeki etkileri aşağıda özetlenmiştir;

1 - Kaynak Kayaçlarda demir içeren duraysız minerallerin varlığı: Duraysız ferromagnezyumlu silikat minerallerden özellikle ojit ve hornblend, çökellerdeki pigmentler için önemli bir demir kaynağı olabilir. Diğer şartların aynı kalması durumunda ojit ve hornblendce zengin kaynak kayaçlardan gelen çökeller, bu minerallerce kıt olan ana kayaçlardan gelen çökellerden daha hızlı bir şekilde kırmızılaşırlar.

2 - Ortamda bulunan su miktarı: Kırmızılaşma işlevinde su, üç açıdan önemli rol oynar: a) Demir içerikli minerallerin kimyasal hidrolizi için ortam oluşturur ve açığa çıkan demirin oksit



Şekil 1 Yaygın demir minerallerinin duraylılık alanlarını gösteren Eh-pH diyagramı. Çözünmüş karbonatın toplam aktivitesi 1M, çözünmüş kükürtün toplam aktivitesi 10^{-6} M ve çözünmüş demirin toplam aktivitesi 10^{-6} olarak kabul edilmiştir. Taralı alan, doğal ortamlarda ölçülen Eh ve pH limitlerini gösterir (Carrels ve Christ, 1965'den)

Figure 1 Eh-pH diagram showing stability fields of common iron minerals. Total activity of dissolved carbonate, 1M, of dissolved sulfur, 10^{-6} and of dissolved iron, 10^{-6} is assumed. Shaded area shows the measured limits of Eh and pH in natural environment (after Garrels and Christ, 1965).

boyayıcı olarak çökmesini sağlar, b) Gerek çökellerin sağlandığı bölgede, gerekse çökellerin depolandığı yerde, havadaki ve çökellerin yüzeyindeki kil minerallerinin mekanik olarak çökel içine filtrelenmesini sağlar, c) Bitki örtüsünün gelişmesine yardım eder. Bitki gelişmesi, çökellerin duraylı olmasını ve çökellerin aşınmadan korunmasını sağlar. Böylece tortulların, kırmızılaşma için oldukça uygun olan bir ortamda uzun süre kalması sağlanır. Deniz ile sınırı olan kumullarda kırmızılaşmanın hızı, sahil boyunca nem oranının fazla olmasından dolayı çöl içlerine göre daha yüksektir. Bir ortamdaki nemin kaynağı, yağmur, çığ ya da yeraltısuyudur.

3 - Zaman: Kırmızı tabakalardaki pigmentlerin kaynağı olan ferromagnezyumlu silikat mineralleri ve kil minerallerinin ayrışması için belirli bir zamana gereksinim vardır. Tam bir kırmızılaşma süreci, onlarca milyon yıl sürebilir. Kırmızılığın belirli bir derecesine ulaşmak için gerekli zaman, nem oranının artmasıyla kısalmır.

4 - Tane boyu ve şekli: Çökeller taşınırken, iri taneler ince tanelere oranla daha hızlı bir şekilde aşındırılır. Bundan dolayı iri taneler, daha iyi yuvarlaklaşır ve tane şeklindeki orijinal düzensizliklerin sebep olduğu girinti-çıkıntılarının sayısı ve boyutları azalır. Taneleri kaplayan demiroksit, eğer aşındırmadan korunabilirse tane kaplaması, iri taneli kumların yüzeyinde ince taneli kumların yüzeyine oranla daha az bulunur.

Çok ince taneler çok yavaş olarak aşınırlar, ya da hiç aşınmazlar. Bundan dolayı, tane yüzeyindeki orijinal düzensizlikler korunur. Bu taneler demir oksitle bir defa boyandımı, öyle kalmaya eğilimleri vardır. Bundan dolayı, kumullarda ince taneli kumlar, daha çok kille sıvanmıştır, daha çok pigment içerir ve iri taneli kumlardan daha kırmızıdır.

5 - Taşınma uzaklığı: Taşınma uzaklığı, çökellerin kırmızılaşmasında zaman parametresiyle aynı etkiye sahiptir. Taşınma uzaklığının artması normal olarak kırmızılaşma için gerekli materyali sağlayan ayrışma süreci için gerekli zamanı uzatır.

6 - Kum taneleri üzerindeki kaplamalardaki kil minerallerinin tipi: Demir, kil minerallerinin kristal yapıcısı olarak, ya da kil mineralleri yüzeylerinde sıvanmış olarak taşınır (Carroll, 1958). Bu demir, kil minerallerinin dengede olamayacağı meteorik sular ile bulunduğu anda, ayrışma süreçlerinin etkisi sonucunda serbest hale geçer. Çöl ortamlarında tanelerarası suyun (nemin) Eh ve pH'i yüksek olduğundan, ayrışma ile açığa çıkan demir hemen çökeler. Tane yüzeyinde sıvanma şeklinde yer alan killerin ayrışmasıyla ortaya çıkacak demirin miktarı; kısmen kil kaplaması

içinde bulunan kil minerallerinin cinsine bağlıdır. Çünkü, kil minerallerinin, kristal kafeslerinde demir bulundurma özellikleri aynı değildir (Carroll, 1958).

7 - Yaşlı kırmızı tabakalardan taşınan kum tanelerinin oranı: Bu tip çökeller bölgesel olarak önemli olabilir. Fakat, buldukları yerden uzaklara taşındıkça gerek çözünme, gerekse diğer çökellerle karışmaları sonucu renklerinin koyuluğu azalır.

SONUÇLAR

Kırmızı tabakaların, iklime bağlı kalmadan aşağıdaki şartların varlığı halinde herhangi bir yerde ve zamanda oluşmaları olasıdır.

1- Anakaya içinde ilmenit, manyetit, volkanit kayaç parçacıkları ve demirli silikat mineralleri gibi demir içeren kırıntılı tanelerin bulunması,

2- Demir içerikli tanelerin ayrışmasına uygun çökme sonrası şartlarının varlığı,

3- Tanelerarası ortama ait Eh-pH değerlerinin ferrik (Fe^{+3}) oksitlerin oluşumuna uygun olması,

4- Tanelerarası ortamın, ferrik oksitlerin oluşumunu izleyen indirgen bir ortama dönüşmemesi,

5- Demir içerikli tanelerin ayrışmaya uğraması için gerekli şartların, yeterli bir zaman aralığı boyunca değişmemesi,

6- Ortamın oldukça sıcak bir karaktere sahip olması.

Hematitin oluşabileceği ve oluşan hematitin korunabileceği şartların denetiminde, iklimin rolünün ne olduğu konusunda fazla birşey bilinmedikçe, kırmızı tabakalar, herhangi bir iklim tipinin belirticisi olarak kullanılmamalıdır. Diğer bir deyişle, kırmızı tabakalar tek başlarına nemli tropikal ortamların, yada arid iklimlerin kesin bir belirticisi değildir. Evaporitlerle ilişkili kırmızı tabakalar içindeki hematit pigmenti, olasılıkla arid bir iklimde çökmeyi izleyen bir dönemde gelişmiştir. Fakat çökme ortamında etkili olan kuraklık, hematit pigmentinin varlığıyla değil, evaporitlerle beraber bulunmasından kaynaklanmaktadır.

Kırmızı tabakalar içindeki hematitin varlığı, iklim faktörü dikkate alınmadan tanelerarası ortamın Eh ve pH'nın belirlenmesinde oldukça yararlıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Carroll, D., 1958, Role of clay minerals in the transportation of iron; *Geochim. et Cosmochim Acta*, v. 14, p. 1-27.

Chukhrow, F.V., 1973, On mineralogical and geochemical criteria in the genesis of red beds; *Chemical Geology*, v. 12, p. 67-75.

Garrels, R.M. and Christ, C.L., 1965, *Solutions, Minerals and Equilibria*; Harper & Row, New York, 459 pp.

Krynine, P.D., 1949, Origin of red beds; *New York Acad. Sci. Trans. Series 2*, v. 11, p. 60-68.

McBride, E.F., 1974, Significance of color in red, green, purple, olive, brown and gray beds of Difunta Group, Northeastern Mexico; *Jour. of Sed. Petrology*, v. 44, no. 3, p. 760-773.

Pittman, E.D., 1979, Recent advances in sandstone diagenesis; *Ann. Rev. Earth and Planetary Sciences*, v. 7, p. 39-62.

Turner, P. and Ixer, R.A., 1977, Diagenetic development of unstable and stable magnetization in the St. Bees Sandstone (Triassic) of Northern England; *Earth and Planetary Science Letter*, v. 34, p. 113-124.

Van Houten, F.B., 1973, Origin of red beds a review: 1961-72; *Ann. Rev. Earth and Planetary Sciences*, c. 1, p. 39-61.

Walker, T.R., 1967, Formation of red beds in modern and ancient deserts; *Geol. Society of America Bull.*, v. 78, p. 353-368.

Walker, T.R., 1974, Formation of red beds in moist tropical climates: A hypothesis; *Geol. Soc. of America Bull.*, c. 85, p. 633-638.

Walker, T.R., 1976, Diagenetic origin of continental red beds; in R. Falke, (Editor), *The Continental Permian in Central West and South Europe*; NATO ASI Series C, *Mathematical and Physical Sciences*, c. 22, h, 240-282.

Walker, T.R., 1979, Red color in dune sand; *U.S. Geological Survey Professional Paper 1052*, p. 61-81.

BÜYÜK DEPREMLERLE İLİŞKİLİ ÖNCÜL KABUK HAREKETLERİ

Precursory crustal movements associated with major earthquakes

Hayrettin KORAL İstanbul Üniv., Mühendislik Fak. Jeoloji Müh.Böl. Avcılar, İSTANBUL

ÖZ: Büyük depremler öncesi anormal kabuk hareketlerinin var olduğu bilinmektedir. Japonyadaki Kanto (1930; M=6.9), Niigate (1964; M=7.0), İzo-Oshima (1978, M=6.8), Çin'deki Tangshan (1976, M=7.8), Haicheng (1976; M=8) ve Songpan (1976; M=7.2) depremleri öncesi görülen kabuk hareketleri bunların güzel örneklerinden birkaçıdır. Benzer hareketler Güney Kaliforniyada da gözlenmiştir.

DeneySEL çalışmalar, kayaların deformasyon etkisiyle elastik ve elastik olmayan hacim büyümesine maruz kaldıklarını göstermiştir. Sismik bölgelerde gözlenen gravite azalması, kaynak su boşalimleri ve radon gazı kaçaklarındaki artışlarda kayaların bir tür hacim büyümesine uğradıklarını göstermektedir. Bu nedenle öncül kabuk hareketleri kayalardaki hacim büyümesinin yüzeysel ifadesi olarak değerlendirilebilirler.

ABSTRACT: A history of anomalous crustal motion precedes major earthquakes. Crustal movements prior to the Kanto (1930; M = 6.9), Niigate (1964; M = 7.0) and Izu-Oshima (1978; M = 6.8) earthquakes in Japan and the Tangshan (1976; M = 7.8), Haicheng (1976; M = 8.0) and Songpan (1976; M = 7.2) earthquakes in China are only a few examples. Similar movements have also been reported in Southern California.

Experimental studies suggest rock deformation under simulated crustal conditions produces a combination of elastic and inelastic volume dilatancy. Field evidence for gravity decrease, water expulsion and radon emission in seismic regions suggests a mode of volume dilatancy occur during precursory stages of major earthquakes. Preseismic crustal movements can therefore be interpreted as surficial expressions of volume dilatancy at subcrustal levels in a 'slip-deficient seismic zone.

GİRİŞ

Japonyada deprem öncesi anormal kabuk hareketlerinin görülmesi, depremlerin erken tahmini için çok önemli bir gelişme olarak değerlendirilmiştir. Kaliforniyadaki çalışmalar ise daha kompleks görünümündedir (Castle v. diğ., 1976). Bu ilişkiler kabuk hareketlerinin büyük ölçüde anlaşılmadığını ortaya koyar. Bu makalenin amacı, ilk olarak, büyük depremlerle (M > 6.5) ilişkili kabuk hareketleri hakkında var olan bulguları gözden geçirmek, ve ikincil olarak bu hareketlerin doğasını tartışmaktır. Makale çeşitli kaynaklardan yararlanılan ve yazarın kendi yorumlarını içere eleştirili bir derleme niteliğindedir.

ÖNCÜL KABUK HAREKETLERİ

Japonyada deprem öncesi anormal kabuk hareketlerini ortaya koyabilmek amacıyla jeodezik

çalışmalar düzenlenmiştir. Bu çalışmalar sonucu Nanao (1933, M = 6.0), Tonankai (1944, M = 8.0) ve Gifu (1966; M = 6.6) depremleri öncesi anormal kabuk hareketleri gözlenmiştir. (Dambara, 1981). Niigate depremi öncesinde (1964; M = 7.5) görülen hareketler (Şekil 1) bu tür yerkabuğu hareketlerinin tipik bir örneğini teşkil eder. Şekil 1 de görüldüğü gibi Niigate depreminden aylar önce oluşan kabuk hareketi deprem anına kadar devam etmiştir.

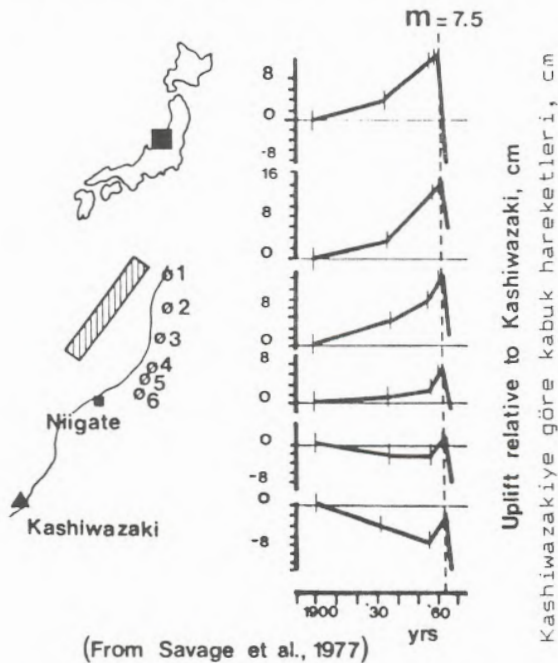
Orta Japonyada jeodezik çalışmalar İzu yarımadasında deprem öncesi kabuk hareketlerinin doğası hakkında önemli bilgiler sağlamıştır. Kanto (1930; M = 7.0) ve İzu Oshima (1978; M = 6.8) örneklerindeki kabuk yükselmeleri deprem anında kısmi çökme ile devam etmiştir (Şekil 2). Depremlerden önce tekrarlanan bu davranış raslantı olarak yorumlanmamış ve bu güzergahlar

üzerinde yapılan gravite çalışmaları kabuk hareketlerinin varlığını destekleyen veriler sunmuştur (Earthquake Research Institute, 1980).

Japon yerbilimciler öncül kabuk hareketlerini deprem oluşumunun ayrılmaz bir parçası olarak değerlendirmekte, ve gözlemlerin dikkatli ve sistematik yapılması halinde depremlerin önceden haber verilebileceği umudunu taşımaktadırlar. Bunun son örneği olarakta Japon denizi depremi (1983; $M = 7.7$) anında gözlenen kabuk hareketleri (Şekil 3) ve diğer değişimler gösterilmektedir (Mogi ve Oyagi, 1991).

Çinde Jin Zhou fayı boyunca yapılan günlük seviye çalışmaları (Şekil 4) episentri 185 km uzaklıktaki Haicheng depreminin tahmininde kullanılmıştır (Raleigh v. diğ., 1977). Yer kabuğu hareketleri Tangshan (1976; $M = 7.8$) ve Songpan (1976; $M = 7.2$) depremleri öncesi kısa güzergahlı seviye çalışmalarında da gözlenmiştir (Zhang, 1970; Zhang and Fu, 1981). Bu depremler sırasında episentrdan 50 den 200 km kadar varan uzaklıklarda amplitüdü birkaç milimetreye ulaşan kabuk hareketlerine rastlanmıştır (Şekil 4).

Japonya ve Çindeki durumların aksine,

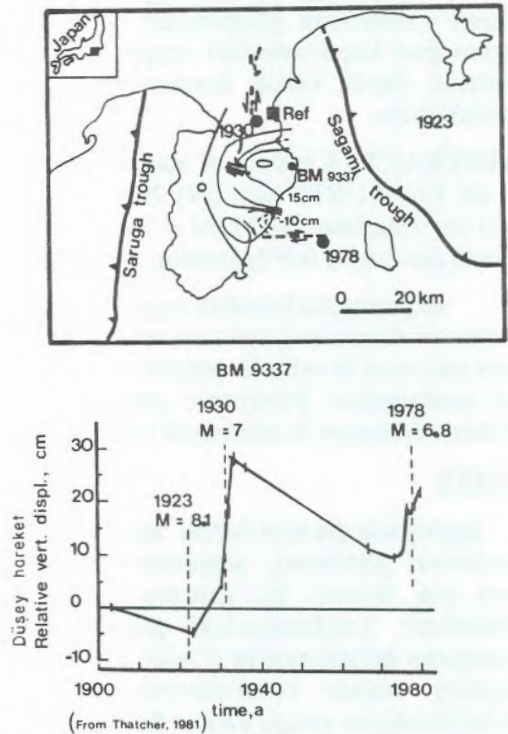


Şekil 1 Niigata depremi (1964; $M = 7.5$) öncesi ve sonrası gözlem istasyonlarında kaydedilen seviye değişimleri.

Figure 1 Level changes at bench marks before and after the Niigata earthquake (1964; $M = 7.5$).

Kaliforniyadaki kabuk hareketlerinin doğası tartışmalıdır. Tartışma, 1957 Forth Tejon ve 1906 San Fransisko depremleri ile az verinin oluşu ve 1970'li yıllarda Palmdale, güney Kaliforniyada gözlenen kabuk yükselmesinin hiçbir sismik olayla ilişkili olmayışından kaynaklanır. Kaliforniyadaki kabuk hareketleri ileri bilimsel tekniklerle araştırılırken, bazı Amerikalı bilim adamları öncül kabuk hareketlerinin varlığını tartışmaktadırlar (Rikitabe, 1982). Bu anlamda, güney Kaliforniyada kabuk hareketleri, gravite değişimi ve deformasyon hızı arasında anlamlı bir ilişkinin varlığının Wesson ve diğ. (1985) tarafından ortaya konulması bu bölgede de kabuk hareketlerinin tanınması açısından olumlu bir gelişme olarak nitelendirilebilir.

Jeodezik veriler büyük ölçekli depremler öncesi anormal kabuk hareketlerinin varlığını gösterir. Bu hareketlerin magmatik kökenli olmamaları, onları sismik bölgelerde kaya deformasyonunun bir belirtisi olarak yorumlamamıza neden olur. Kabuk



Şekil 2 Orta Japonyada İzu yarımadasının tektonik konumu ve BM 9337 numaralı araştırma istasyonunda gözlenen seviye değişimleri.

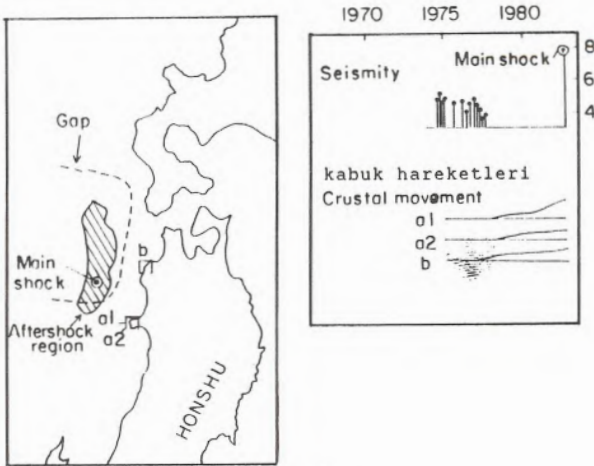
Figure 2 Tectonic setting of the Izu peninsula, Central Japan, and the movement history of BM 9337 relative to the reference benchmark (REF).

hareketlerinin doğası bundan sonraki tartışmamızın konusunu teşkil edecektir.

ÖNCÜL KABUK HAREKETLERİNİN FİZİKSEL ANLAMI

Büyük ölçekli depremler yerkabuğunun plaka kenarlarındaki kısımlarının giderek streslenmesi sonucunda oluşurlar. Plaka kenarları kabuğun derin ve sıcak kısımlarında sürekli deformasyona uğrar ve kabuğun üst kısımlarında stresin yoğunlaşmasına yol açar. Kayadaki stresler kabuk direncini aştığında yüksek yıkım güçlü depremlere neden olurlar.

Büyük ölçekli depremler için önerilen modeller sığ sismik bölgeyi iki kısımda inceler: 1) deprem odağı (fokal bölge) ve çevresi; 2) deprem hazırlık zonu. Fokal bölge gerilimin çok yüksek ve heterojen olduğu düşünülen yüksek dayanımlı bölgelerden (asperite) oluşur (Crampin v. diğ. 1984). Asperiteler fay boyunca sismik hareketin oluşumunu deneleyerek stresin kırılma noktasına kadar ulaşmasına neden olurlar. Asperitelerden uzak hazırlık zonlarında ise streslerin daha düşük ve yaklaşık olarak homojen olduğu düşünülür (McGarr, 1980). Kabaca bir balona benzetebile-



(From Mogi Oyagi, 1991)

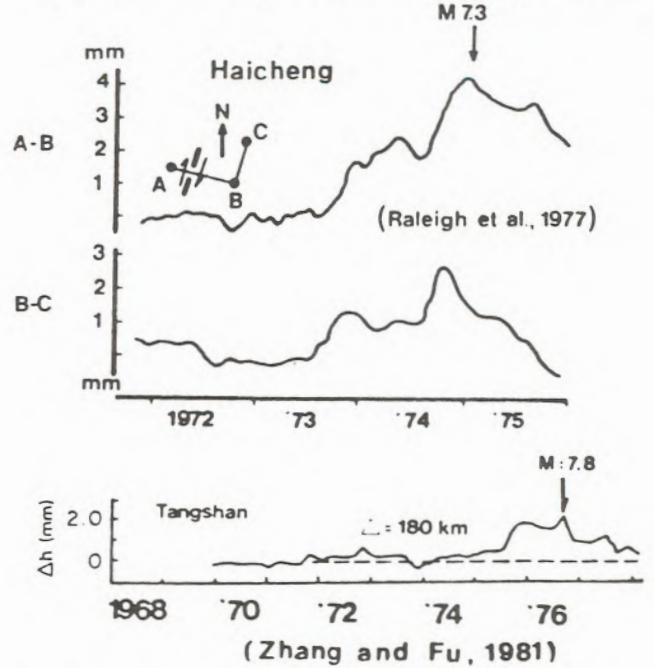
Şekil 3 Japon denizi depreminin episentri (1983, M = 7.7) ve Japonya'nın batı kıyısında a1 ve a2 gözlem istasyonlarında tiltmetreler ve jeodezik metodlarla gözlenen yersevisi değişimleri.

Figure 3 Location of the sea of Japan earthquake (1983, M = 7.7) and temporal elevation changes at a1 and a2 observation posts along the west coast of Japan observed by tiltmeters, tide gauges and leveling surveys.

ceğimiz fokal bölge ve deprem hazırlık zonlarının etki alanı bir deprem zonunun ana öğeleri ile birlikte Şekil 5 de şematize edilerek gösterilmiştir. Hem fokal bölge, hemde hazırlık zonunun etki alanının büyüklüğünün depremin büyüklüğüyle artacağı düşünülmektedir.

Heterojenliğine rağmen deprem zonu içersindeki kayalar bir deformasyon aleti içersindeymiş gibi düşünülebilirler. Bu nedenle deneysel koşullardaki kaya deformasyonu sismik zonlarda oluşabilecek değişiklikleri tahmin edebilmek amacıyla aşağıda tartışılmıştır.

Deneysel koşullarda granit yenilinceye kadar deformasyon geçirdiğinde kayada bazı değişiklikler meydana gelir ve bu değişiklikler Şekil 6 da gösterilmiştir. Şekil 6 (b) eğrisinde görülebileceği gibi kaya örneği kırılma dayanımının yarısına kadar streste kısılır ve hacim küçülmesine uğrar. Bu değişikliklerin çatlak kapanımı ve elastik deformasyonu temsil ettiği düşünülmektedir. Bu evrede kaya, yük kaldırıldığında eski haline dönebilir yani esnektir. Daha yüksek streslerde kaya 'dilatansi' diye bilinen hacim büyümesine uğrar. 'Dilatansi' kayadaki makroskopik çatlakların

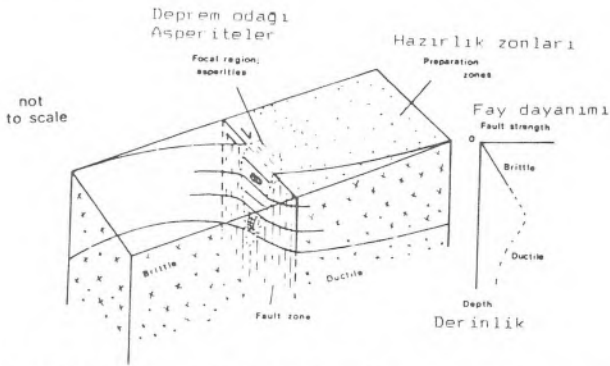


Şekil 4 Çinde Haicheng ve Tangshan depremlerinin dış odaklarında gözlenen seviye değişimleri.

Figure 4 Elevation changes along short leveling routes in vicinity of Haicheng and Tangshan earthquake epicenters in China.

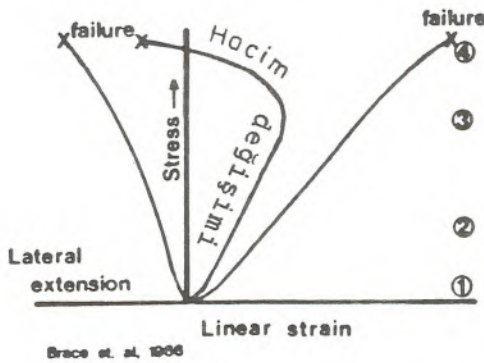
kırıklara dönüşümüne verilen isimdir (Brace v. diğ., 1966; Nur, 1974; Fyfe v. diğ. 1978). Alternatif olarak Wilkins (1980), kayada var olan su ve su buharının streslenmiş çatlak uçlarında, duraylı çatlak gelişimini olanaklı kılacağını rapor etmiştir. Bu çalışmalar farklı deformasyon koşullarında farklı kırılma modlarının gelişebileceğini göstermektedir.

Sismik bölgelerde yaygın kırık modunun ne olduğu tartışmalıdır (Sholz v. diğ., 1973, Nur, 1975; Crampin v. diğ., 1984). Farklı görüşlere rağmen kayaların sismik bölgelerde dilatant hale geldiği ve dilatansinin sismik hareketlerin temelini oluşturduğu söylenebilir. Deneysel çalışmalar, ana stres yönlerine bağlı yönlü anistropinin (preferred



Şekil 5 Kıtasal kabukta hareketsiz sismik zonun ana öğelerini gösteren şematik bir diyagram.

Figure 5 A schematic view showing the principal features of a 'slip-deficient' zone in continental crust.



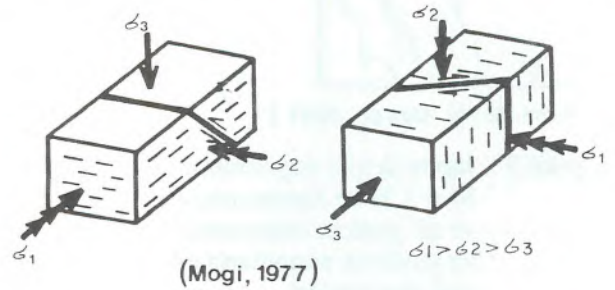
Şekil 6 Kompresyon testi anında şekil değişimi-hacim ilişkisini gösteren diyagram.

Figure 6 Strain volume changes during a compression test.

anisotropy) kabuk hareketlerinin oluşumunda önemli bir faktör olduğunu belirtmektedir (Mogi, 1977).

Mogi (1977) bir sismik bölgede ana streslerin farklı değerlerinin yönlü anisotropi oluşturacağını göstermiştir. Şekil 7 de ters ve doğrultu atımlı faylanmada maksimum ana stres yönleriyle uyumlu yönlü anisotropinin nasıl oluşabileceği gösterilmektedir. Bu şekillerden ters faylı veya şaryajlı rejimlerde yönlü anisotropinin kabuk hareketi için daha elverişli olduğu, doğrultu atımlı rejimlerde ise kabuk hareketinin maksimum ve ortanca (intermediate) gerilmelerin (stress) bir fonksiyonu olduğu görülebilir.

Hareketsiz sismik bölgelerde (slip-deficient seismic zones) gerilmeler asperitenin dayanımı yenilinceye kadar artarlar ve şiddetli bir kaymaya neden olurlar. Kuvars içeren kayalar için hazırlanan dayanım-derinlik eğrileri ters faylanma için gerekli maksimum gerilimin 2kb dolayında, doğrultu atımlı faylanmada ise 1kb dolayında olabileceğini göstermektedir (Sibson, 1983). Bu değerler daha yüksek ve daha alçak ısı akımlı rejimlerde sırasıyla daha fazla ve daha az olabileceklerdir. Diğer yandan, laboratuvar ve saha gözlemleri üst kabuk koşullarında kayaların elastik deformasyona uğramaksızın önemli gerilmeleri (onlarca MPa) kaldırabileceklerini göstermektedir (Brace, 1966; McGarr ve Gay, 1978). Yukarıdaki bilgilerden hareketsiz bir sismik zonda, yüksek dayanımının korunduğu asperiteler dışında, stres magnitudünün kayanın yenileme gerilimini aşacak büyüklükte olmayacağı sonucu çıkarılmıştır. Böylece kırık modunun egemen olduğu hacim büyümesinin (kırık dilatansı) yalnızca deprem odağının asperitelerine konsantre olabileceği ve



Şekil 7 Ters ve doğrultu atımlı faylanmada açık kırıkların gerilme yönleriyle ilişkisini gösteren diyagram.

Figure 7 Orientation of open cracks before rupture under general stress states for thrust and transcurrent faulting.

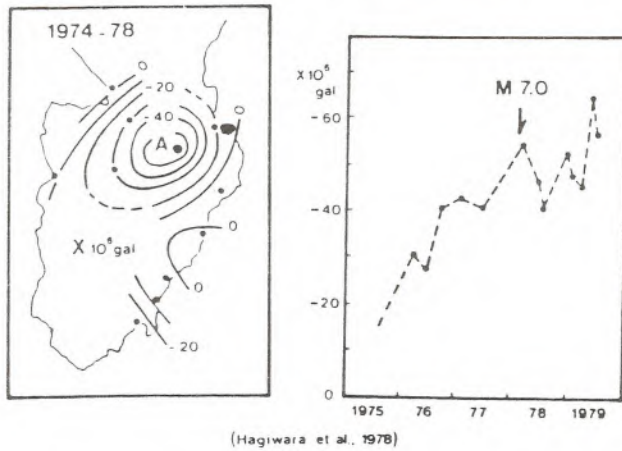
kırık uçlarında duraylı büyüme ve var olan çatlakların elastik davranışıyla karakterize olan yaygın (extensive) dilatansinin ise asperitelerden uzak mesafeler için mantıklı bir açıklama olabileceği düşünülmüştür (Evans, 1984).

SAHA BULGULARI

Sismik bölgelerde üst kabuktaki deformasyonun doğasını tayin etmek güçtür. Buna rağmen, büyük depremlere birincil derecede ilişkili olduğu düşünülen artan kaynak boşalımını, ve radon gazı emisyonu gibi verilerden deformasyona ait bilgiler elde edilebilir. Ek bilgiler diğer jeofizik ve jeokimyasal metodlarla sağlanabilirse de aşağıda sadece gravite tartışılmıştır.

Walsh (1975) deprem zonunda deformasyon sonucunda gravite değişimi olabileceğini belirtmiştir. Yazar, deformasyonun graviteyi iki yolla etkileyeceğini düşünmektedir: 1) kayada bir noktada yoğunluk değişimi; 2) hacim genişlemesi sonucunda oluşan boş alana yeraltısuyunun hareketi. Kayada herhangi bir noktada beklenen gravite değişimi küçük olmasına rağmen etkilenen bölgenin geniş olması nedeniyle gravitedeki değişim gözlenebilir hale gelir. Üstelik anormal gravite değişimleri epirojenik hareket olasılığını ortadan kaldırır.

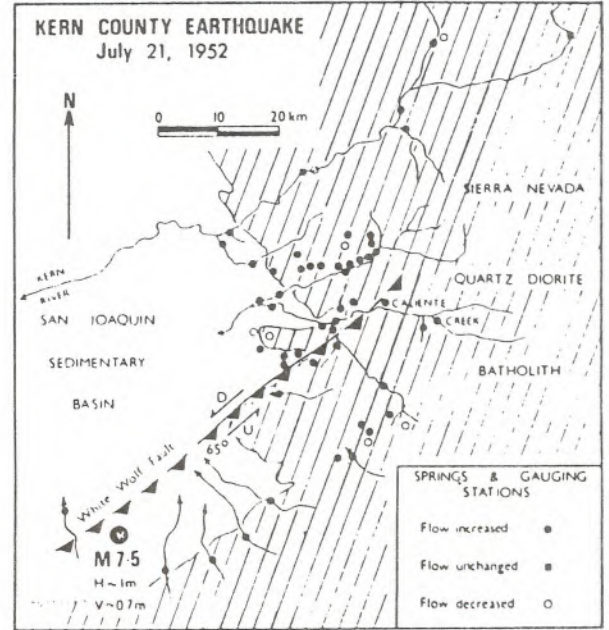
Japonya'nın İzu bölgesindeki gravite araştırmaları (Şekil 8) depremden sonra orijinal durumuna dönen gravite değişimleri göstermiştir (Hagiwara v. diğ., 1978). Benzer değişimler Japonya da Niigate ve Matushiro depremlerinden önce de gözlenmiştir (Nur, 1974). Rikitake (1982)



Şekil 8 İzu yarımadasında gözlenen gravite değişimi.

Figure 8 Temporal variation of gravity in the Izu Peninsula and at station A.

Çindeki Haicheng ve Tangshan depremleri öncesinde büyük değişimlerden söz etmektedir (sırasıyla -352 mgal ve +150 mgal). Japonyadaki gravite anomalileri deprem öncesi deformasyonla oluşan yersel değişimlere atfedilebilirse de, Çindeki büyük gravite değişimlerinin nedeni gerek hacim ve gerekse yoğunluk değişimiyle açıkla-



- a -



- b -

Şekil 9 a) Kern County depremi (1952; M = 7.5) sonrası boşalımında artım gözlenen kaynaklar; b) fokal bölge için önerilen dilatansi (hacim büyüme) modu.

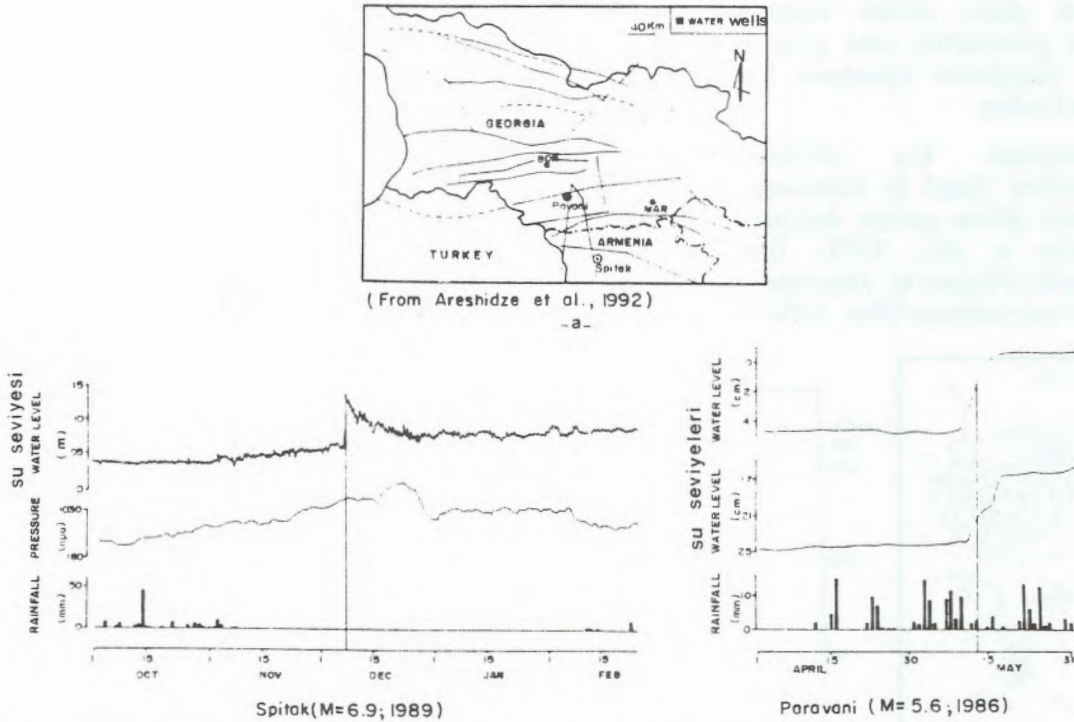
Figure 9 a) Locations of fluid flow following the Kern County earthquake (1952; M = 7.5); b) a possible mode of dilatancy for the epicentral region.

namaz. Böyle büyük gravite değişimlerini açıklamak için yeraltında bir çeşit kütle transferini var saymak gereklidir (Zhang ve Fu, 1981).

'Dilatansi' için ek bulgular orta ve büyük ölçekli depremlerin episentrlarında görülen artan kaynak boşalmılarından elde edilebilir. Sismik zonun fokal bölgesi su pompasına benzetilmiştir (Sibson ve diğ., 1975). Bu modele göre fokal bölge hacimca genişler ve çevreden fokal bölgeye doğru su göçü oluşur. Fokal bölge depremden sonra stresten arınmış duruma döndüğünde su basınçla fokal bölgeden dışarıya doğru itilir. Kaliforniyadaki 7,5 magnitudlü Kern County depremi bu tip su boşalmı için iyi bir örnektir. Bu depremi izleyen 2 ay içerisinde kristalize kayalarda çizgisel hatlar boyunca yer alan kaynak boşalmılarından 10¹⁰ litreye varan artışlar gözlenmiş ve bu artış sismik zonun fokal bölgesinde açılmış kırık sistemlerin varlığına yorumlanmıştır (Şekil 9). Bu modelle ilgili diğer bulgular kuzey Kafkaslarda meydana gelen Paravani (M = 5.6; 1986) ve Spitak (M = 6.9; 1989) depremleri sonrasında yeraltı su seviye-

lerinde gözlenen değişimlerden elde edilebilir. Deprem odaklarından 200 km ye varan uzaklıklardaki gözlem kuyularında sırasıyla 7 cm ve 30 cm ye varan artmış yüksek su seviyelerine rastlanmıştır. (Şekil 10) (Arashidze ve diğ., 1992). Deprem öncesinde ve sonrasında bu artışları destekleyecek önemli bir yağış miktarı söz konusu olmadığından, bu değişimler deprem odağında açık kırıklarda var olan suyun kırıkların kapanması nedeniyle çevreye doğru itilmesiyle açıklanabilir. Benzer şekilde Tangshan (1976) ve Imperial Valley (1970) ve ülkemizde Bingöl (1971) Erzincan (1992) depremleri episentr bölgelerinde çizgisel hatlar boyunca görülen kum ve çamur volkanları (Zhang ve Fu, 1981; Sibson, 1981; Aytun, 1972) açık kırık sistemlerinin, stres rahatlaması neticesinde, aniden kapandığını işaret eden belirtiler olarak kabul edilebilir.

Sismik zonda yeraltı suyunda radon gazı artışı, deprem bölgesindeki hacim büyümesinin modu hakkında ek bulgular sağlar. Radon 3,8 günlük yarı yaşam süresi ile inert ve suda çözülebilir bir radyo-



Şekil 10 a) Paravani ve Spitak depremlerinin episentrlarını, gözlem kuyularını ve Kafkaslardaki önemli fay zonlarını gösteren harita; b) Depremlerden önce ve sonra kuyulardaki su seviyelerinde gözlenen değişimler. Deprem anı düşey bir çizgiyle gösterilmiştir.

Figure 10 a) Map showing the location of the Paravani and Spitak earthquakes, observation wells and main fault systems in the Caucasus; b) variation of water levels in the well before and after the earthquakes. The time of the earthquake is indicated by a vertical line.

aktif gazdır. Uranyum radyoaktif serisinin bozuşma ürünü olarak oluşur. Oluşumundan sonra Radon atomları kristal latislerinden geçerek mineral yapısı içine yerleşir. Radon ile su moleküllerinin ilişkide olabilmesi için tektonik hareketlerin varlığı gerekir. Hauksson (1981) dünya ölçeğinde depremin magnitudü, episentr uzaklığı ve radon emisyonu frekansı arasında anlamlı ilişkilerin var olduğunu göstermiştir (Şekil 11). Bunlardan biri, radon anomalisi maksimum amplitüdü ile episentr mesafe arasındaki ilişkidir. Daha büyük depremler, daha büyük anomali oluştururlar ve büyük depremlerden önce gözlenen anomaliler deprem odağına yüzlerce kilometre mesafelerde ortaya çıkabilirler. İkinci ilişki, anomalinin başlangıcından deprem anına kadar olan zaman aralığının magnitudle artması, fakat deprem fonksiyonu olarak azalmasıdır. Bu bulgu magnitud arttıkça genişleyen hazırlık zonunu açıklar, ve radon gazının deprem hazırlık zonunun sınırlarının belirlenmesi için kullanılabileceğini belirtir. Deprem episentrından uzak radon anomalilerinin istatistiksel yoğunluğunu inceleyen Hauksson (1981), radon emisyonunun 10^{-6} ile 10^{-8} arasında değişen bir deformasyonun sonucu olduğuna, ve stres korozyonu modunun radon gazı çıkışındaki artışı açıklayabilecek olası bir mekanizma olabileceği sonucuna varmıştır.

TARTIŞMA

Teorik olarak deprem öncesi kabuk hareketleri yatay kırık ve çatlakların kolaylıkla kabuk hareketine dönüşebileceği ve deprem odaklarının daha derin olması nedeniyle etkinin artabileceği ters fay ve şaryaj rejimlerinde daha kolaylıkla gözlenebilir. Bununla beraber yatay anizotropinin yokluğu veya anizotropinin maksimum stres yönüne uyumsuz bir yönde bulunması kabuk hareketinin magnitudünü azaltabilir. Metropoliten alanlarda çevrenin etkisinde göz önünde tutulmalıdır. Kabuk hareketi sırasında aşırı su çekimi kabuktaki yükselimi olumsuz yönde etkileyebilir veya subsidansı (kabuk çökmesini) artırabilir.

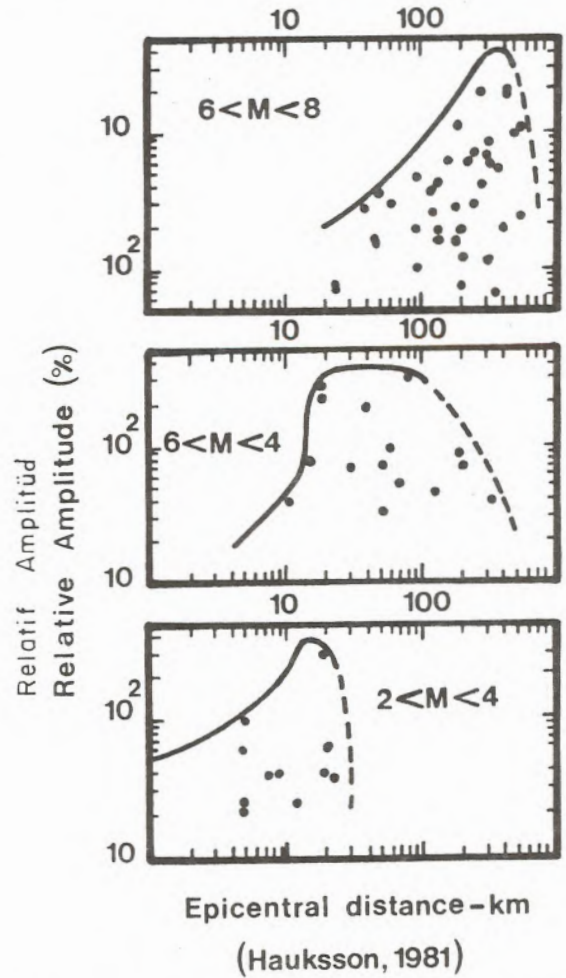
Depremlerden önce gravite değerlerinde birkaç miligale kadar varan azalış genellikle dilatansi modelini destekler niteliktedir (Walsh, 1975). Bu bağlamda Çinde görülen büyük gravite değişimlerinin yorumlanması için daha fazla araştırma yapmak gerekir. Büyük depremlerin episentrları çevresinde su boşalımıdaki artışlar sismik zonun odak bölgesinde açık kırık sistemlerinin varlığını belgeleyen önemli bulgulardır. Açık kırıklarda yüksek yeraltı suyu basıncı beklenmesine karşın,

suyun fay hareketi üzerindeki rolü kesin olarak bilinmemektedir. Deprem dış odaklarında radon gazı çıkışının azlığı veya yokluğu ve odak ile maksimum amplitütlerin gözlemlendiği yerler arasındaki uzun mesafeler deprem hazırlık zonlarında stres korozyonu, kırıkların elastik açılımı ve duraylı büyümesini içeren bir deformasyon modunun varlığını gösteren belirtilerdir.

SONUÇLAR

1 - Anormal yer kabuğu hareketlerinin büyük depremlerden önce gözlenmesi öncül kabuk hareketlerinin varlığını gösterir;

2 - Öncül kabuk hareketleri üst kabukta sismik deformasyon anında kayada oluşan hacim büyümesinin yerüstünde gözlenen belirtilerdir;



Şekil 11 Radon emisyonu relatif amplitüdünün dış odak uzaklığı ile ilişkisini gösteren diyagramlar.

Figure 11 Relative amplitude of Radon emission as a function of epicentral distance.

3 - Saha ve laboratuvar bulguları kabuk hareketlerinin mekanizması olarak asperiteler için kırık dilatansi modu ve asperitelerden uzak yerler için yaygın dilatasyon modunun en mantıklı açıklamalar olduğunu göstermektedir;

4 - Öncül kabuk hareketlerinin doğasını; i) sınırlı veriler, ii) deformasyonun koşulları hakkında yetersiz bilgi ve iii) her sismik bölgenin değişik tektonik özelliği nedeniyle tam olarak açıklamak güçtür. Aktif deprem bölgelerinde günümüzde süren yoğun çalışmalar kaya deformasyonunun daha iyi anlaşılmasını ve depremlerin önceden kestirilmesi için önemli bulguların ortaya çıkarılmasını sağlayabilir.

KATKI BELİRTME

Yazının bir önceki evresinde görüşlerinden yararlandığım Profesör Dr. William Fyfe ve Dr. William Stone'a teşekkür etmeyi borç bilmekteyim. Makale, Mühendislik Fakültesi Uygulamalı Jeoloji A.B.D'deki kelime işlem programıyla yazılmıştır. Yazım süresince misafirperverlikleri ve teknik konulardaki yardımlarından dolayı H. Zarif ve M. Özler'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Areshidze, G.F., Bella, P.F., Biagi, M., Caputo, V., Chkuaseli, G., Della Monica, A., Ermini, P., Mandjgaladze, G., Melikadze, V., Sgrigna, L., Slavina and D. Zilpimiani, 1992, Anomalies in geophysical and geochemical parameters revealed on the occasion of the Paravani (M = 5.6) and Spitak (M = 6.9) earthquakes (Caucasus), *Tectonophysics*, 202, 23-41.

Aytun, A., 1972, Bingöl depremi raporu, İmar İskan Bakanlığı, 80 s.

Brace, W.F., B.W. Paulding and C. Scholz, 1966, Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, *J. Geophysical Res.*, 71, 3939-3952.

Brace, W.F., 1978, Volume changes during fracture and frictional sliding: a review, *Pure Appl. Geophys.*, 116, 603-614.

Castle, R.O., J.P. Church and M.R. Elliot, 1976, Aseismic uplift in Southern California, *Science*, 192, 251-253.

Crampin, S., Evans, R. and Atkinson, B.Kb., 1984, Earthquake prediction: a new physical basis, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 76, 147-156.

Dambara, T., 1973, Vertical movements before

some inland earthquakes in Japan presented at US-Japan Conference, earthquake prediction and control, 1973, Boulder, Colorado.

Dambara, T., *Geodesy and earthquake prediction*, 1981, in *Current Research in Earthquake Prediction I*, edited by T. Rikitake, Center for Academic Publications, Japan/D. Reidel Publishing Compang, Tokyo, 167-220.

Earthquake Research Institute, 1980, Seismic activity in the Izu Peninsula and its vicinity (November, 1979-April, 1980). *Rep. Coord. Comm. Earthquake Prediction*, 24, 108-112, (in Japanese).

Evans, R., 1984, Anisotropy: a pervasive feature of fault zones?, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 76, 157-163.

Fyfe, W.S., Price N.J. and Thompson, A.B., 1978, *Fluids in the Earth's Crust*, Elsevier, Amsterdam.

Hagiwara, Y., Tajima H. and Hanada, H., 1978, Gravity changes in the eastern part of Izu Peninsula during 1975-1976, *J. Geod. Soc. Japan*, 22, 201-209.

Hauksson, E., 1981, Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of world-wide data physical basis, *J. Geophys. Res.*, 86, 9397-9410.

McGarr, A. and Ga, N.C., 1978, State of stress in the earth's crust, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 6, 405-436.

McGarr, A., 1980, Some constrains on levels of shear stress in the crust from observations and theory, *J. Geophys. Res.*, 85, 6185-6222.

Mogi, K., 1977, Dilatancy of rocks under general triaxial stress states with special reference to earthquake precursors, *J. Phys. Earth*, 25, supp., S203-S217.

Mogi, K., Oyagi, N., 1991, Prediction and prevention of geological hazards, *Episodes*, 293-298.

Nur, A., 1974, Matsushiro, Japan, earthquake swarm: confirmation of the Dilatancy Diffusion Model, *Geology*, 217-221.

Nur, A., 1975, A note on the Constitutive law for Dilatancy, *Pure Appl. Geophys.*, 113, 197-206.

- Raleigh, B., Bennet, G., Craig, H., Hanks, T., Molnar, P., Nur, A., Savcage, J., Scholz, C., Turner, R. and Wu, F., 1977, Prediction of the Haicheng earthquake, EOS, 58, 236-272.
- Savage, J.C., Prescott, W.H., Lisowski, M. and King, N.E., 1977, Strain accumulation in southern California, 1973-1980, J. Geophys. Res., 86, 6991-7001.
- Sibson, R.H., McMoore, J. and Rankin, A.H., 1975, Seismic pumping a hydrothermal fluid transport mechanism, J. Geol. Soc. London, 131, 653-659.
- Sibson, R.H., 1981, Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models, in Earthquake Prediction, Maurice Ewing Ser., vol. 4, edited by D.W. Simpson and R.G. Richards, 593-603, AGU Washington D.C.,
- Sibson, R.H., 1983, Fault zone models, heat flow and depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 152-163.
- Scholz, C.H., Sykes, L.R. and Aggarwal, Y.P., 1973, Earthquake prediction-a physical basis, Science, 181, 803-810.
- Thatcher, W., 1981, Crustal deformation studies and earthquake prediction research, in Earthquake Prediction, Maurice Ewing Ser., vol. 4, edited by D.W. Simpson and R.G. Richards, 394-410, AGU, Washington, D.C.,
- Walsh, J.B., 1975, An Analysis of Local Changes in Gravity due to Deformation, Pure Appl. Geophys., 113, 97-106.
- Wessson, R.L. and Wallace, R.E., 1985, Predicting the next great earthquake in California, Scientific American, 252, 35-43.
- Wilkins, J.S., 1980, Slow crack growth and delayed failure of granite, Abstr. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech., 17, 365-369.
- Zhang, G., 1979, The study of creep along the fault near Tangshan before the Tangshan earthquake, in Research in Earthquake Sciences, 1, Seismology Press, 51-52.
- Zhang, G. and Fu, Z., 1981, Some features of medium and a short-term anomalies before great earthquakes, in Earthquake Prediction, Maurice Ewing Ser., Vol. 4, edited by D.W. Simpson and R.G. Richards, 497-509, AGU, Washington D.C..

BOĞSAK KARST KAYNAĞI (MERSİN-TAŞUCU) DOLAYININ KARST VE KARSTLAŞMA ÖZELLİKLERİ

Karst and karstification features of the surrounding area of Boğsak karst spring (Mersin-Taşucu)

Turgut ÖZTAŞ İTÜ Maden Fak. Jeoloji Müh. Böl., İSTANBUL

ÖZ: Bu çalışmada, yurdumuzun en önemli ve geniş karst bölgesini oluşturan "Toros Karst Kuşağı"nın "Orta Toroslar Bölümü"nde yer alan ve "Orojenik Karst Tipi"nin etkin olduğu inceleme alanındaki güncel karst ve karstlaşmayı denetleyen etmenler araştırılarak, sayısal veriler çerçevesinde, bölgesel karst hidrojeolojisinin somut bir modele dayandırılması amaçlanmıştır.

Birinci aşamada, mevcut karstlaşma olayının başlaması ve gelişimi için zorunlu olan birincil etmenlerden kayaç litolojisi ve petrografisi, kimyasal bileşimi ve eriyebilirlik derecesi, boşlukluluk ve geçirimsizlik ile süreksizlik özelliklerini belirten "Köken Araştırması" yapılmış ve bölgesel karstlaşma etkinliği saptanmıştır.

İkinci aşamada, karstlaşma olarak adlandırılan bu oluşum mekanizmasının, iklim ve meteoroloji, bitki örtüsü, jeomorfoloji gibi ikincil etmenlere bağlı olarak süregitmesi nedeniyle günümüzde ulaştığı değişik boyutlardaki karst yapılarının, yer, biçim, boyut, dağılım ve karşılıklı ilişkilerini belirten sayısal "Biçim Araştırması" yapılmıştır.

1/10.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji çalışmasını temel alarak yer-uydu fotoğraflarıyla desteklenen ve büyük ölçüde laboratuvar deneylerine dayanan bu çalışmayla elde edilen verilerin sentezi sonunda, karst ve karstlaşma arasındaki etkileşim açığa çıkarılmış ve karstın gelişim modeli kurulmuştur.

ABSTRACT: The study area located in the Taurides Karst Belt and composed of almost all carbonate rocks. Limestones and dolomites identify as soluble rock units, whereas the sandstone-quartzite and claystone-siltstone identify unsoluble rock units. All these rocks contain various closed drainage areas in densely karstified regions with numerically identified linear and areal properties.

The different petrographic properties and chemical compositions of the dolomites, and the microspartic-micritic-sparitic limestones, as found in the relative solubility experiments, which suggest that gives diagenesis took place in the different steps and relatively soluble scale. The primary porosities and permeabilities of these rocks do not practically exist.

Under the light of all collected data, the effect of karstification parameteres on the properties of types and dimensions of the karst landforms in the limestones and dolomites have been investigated in the study area, and also, a karstification model is suggested the explanation of development of the karstification in regional scale.

GİRİŞ

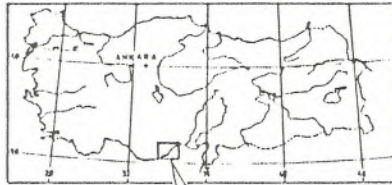
Mersin ili Taşucu bucağının 10 km. B'sındaki Boğsak köyü girişinde yer alan Boğsak karst kaynağı, bazı yıllardaki 10m³/san'lik boşalımı ve 11 ay boyunca süregiden aşırı tuzlu niteliği ile bilimsel ve ekonomik açıdan büyük önem taşır (Şekil 1).

Boğsak kaynağının tuzluluk nedeninin ve sürekli yararlanabilme olanağının araştırıldığı bir tez çalışmasının en ağırlıklı bölümlerinden birisi olan kaynak dolayının karst ve karstlaşma özelliklerinin incelenmesine ait yöntem ve sonuçlar, bu yazının içeriğini oluşturmaktadır (Öztaş, 1989).

TEMEL KAVRAMLAR

Günümüzdeki anlamıyla karst; esas olarak kireçtaşı gibi karbonatlı ve jips gibi sülfatlı bileşimdeki eriyebilir kayaç ve minerallerde, kimyasal ve fiziko-mekanik işlevler etkisinde zamana bağlı olarak gelişen tüm özel yerüstü ve yeraltı drenaj düzeni ile şekillerini belirten jeomorfolojik, jeolojik ve hidrojeolojik bir olgudur. "Karstlaşma" bir olayı, "Karst" ise bu olaya bağlı olarak oluşan bir durumu belirtir. Bu nedenle, karstlaşma olayı incelenirken etkenlerin zaman içindeki karşılıklı ilişkileri ve oluşum mekanizması, karst incelenirken de bu oluşum mekanizmasına bağlı olarak ortaya çıkan tüm biçimsel özellikler araştırılır. Böylece, bir bölgedeki karstlaşma olayına neden olan özellikler (Birincil Etmenler) ve bunların bölgedeki etkinlik derecelerini belirleyen sayısal "Köken Araştırmaları" ile farklı karst oluşuklarına neden olan özellikler (İkincil Etmenler) ve bu oluşumların yer, biçim, boyut, dağılım ve birbiriyle olan ilişkilerini belirleyen sayısal "Biçim Araştırmaları"nın yapılması gerekir (Öztaş, 1982).

Karstlaşma olayının başlaması ve gelişimi için zorunlu olan birincil etmenlerden eriyebilir kayaç varlığı, süreksizliklerarası ilişki gibi jeolojik özellikler ile boşlukluluk, geçirimsizlik ve yerüstü-yeraltı drenaj niteliği gibi hidrojeolojik özelliklere inceleme alanında etkin ve yaygın bir şekilde rast-



Şekil 1 İnceleme Alanı Bulduru Haritası.

Figure 1 Location Map.

lanır (Şekil 2). İlkel karst ortamını tanımlayan bu özellikler; fiziksel ayrışma, aşınma, taşınma gibi fiziko-mekanik işlevler ile çözünme, erime ve yeniden kristallenme gibi kimyasal işlevlerin sürekli denetimi altında bölgesel karstı belirler. Karstlaşma başlangıcından bugüne kadar geçen süre içinde ise bölgesel ikincil etmenlere yani, iklim ve meteoroloji, bitki örtüsü, jeomorfoloji gibi etmenlere bağlı olarak güncel karst ortamını oluşturan değişik tür ve boyutlu karst yapıları ortaya çıkar (Şekil 2).

Genel yönleriyle çerçevesi çizilen karstlaşma ve karsta ilişkin özellikler, saha ve büro çalışmaları ile laboratuvar deneylerine dayanılarak, Boğsak kaynağı dolaylı için sayısal olarak belirlenmiştir.

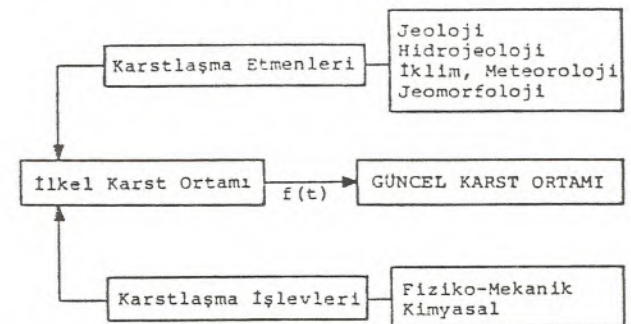
BÖLGESEL KARSTLAŞMA ETMENLERİ

Karstlaşmanın başlaması ve gelişimi için varlığı zorunlu olan jeolojik ve hidrojeolojik etmenler bu bölümde incelenmiştir.

Litolojik ve Petrografik Özellikler

Karstlaşmanın başlaması için varlığı zorunlu olan eriyebilir kayaçlara ait litolojik ve petrografik farklılıklar karstlaşmayı değişik şekillerde etkiler. İnceleme alanındaki eriyebilir kayaçlar, Triyas dışında Silüriyen-Miyosen aralığında yaygın bir şekilde bulunan kireçtaşı ve dolomitler ile bunların geçişli türleridir. Litoloji farklılığı özellikle eriyebilirlik derecesi açısından, mineralojik ve iç doku durumunun anlatımı olan petrografik farklılık ise birincil boşlukluluk ve geçirimsizlik durumunu denetlemek açısından karstlaşmayı etkilemektedir.

İnceleme alanındaki kireçtaşlarının Paleozoyik (Alt Silüriyen, Üst Devoniyen, Alt Karbonifer, Üst Permiyen) yaşlı olanlarının hemen hemen tümüyle spartik olmasına karşın, Mesozoyik (Jura, Üst Kretase) ve Tersiyer (Alt Miyosen) yaşlı olanları



Şekil 2 Karstın Oluşum ve Gelişim Düzeni.

Figure 2 Formation and Development System of Karst.

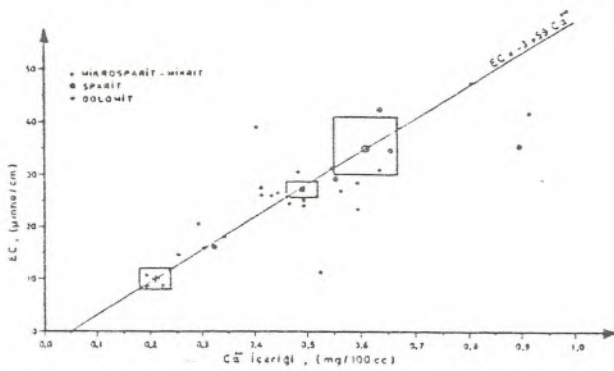
çoğunlukla mikrosparitik ve mikritiktir. Bu durum ve dolomitik oluş, bağıl eriyebilirlik deneyleriyle gösterildiği gibi farklı eriyebilirliğe yol açmaktadır. Özetle söylemek gerekirse, eriyebilirliğin zaman içinde en çoktan en aza gidişi; mikrosparit-mikrit, sparit ve dolomit sırasını izlemektedir. Gerçekten saha çalışmaları sırasında, yüzeysel karst gelişkinliğinin de aynı sırayı izlediği açıkça görülmüştür.

Kimyasal Bileşim ve Bağıl Eriyebilirlik

Karstlaşmanın temelde bir erime olayı olması nedeniyle, kayacın kimyasal bileşimi son derece önemlidir. İnceleme alanındaki eriyebilir kayaçları oluşturan mikritik ve sparitik türden kireçtaşları ile dolomitlerden alınan örneklerin kimyasal analizleri yapılmış ve CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃ ve Fe₂O₃ olarak elde edilen sonuçlardan hareketle CaCO₃ yani kalsit, CaMg (CO₃)₂ yani dolomi ve SiO₂ + Al₂O₃ + Fe₂O₃ toplamı yani erimezler yüzdesi ayrı ayrı hesaplanarak mineralojik bileşen kümeleri belirlenmiştir. Bir genelleme yapılacak olursa; kireçtaşlarının % 88,3-97,8 kalsit % 1,3-3,1 dolomi ve % 0,1-9,9 erimez bileşenli, dolomitlerin ise % 12,5-34,6 kalsit, % 64,8-85,8 dolomi ve % 0,1-1,0 erimez bileşenli olduğu görülür.

Kimyasal ve mineralojik bileşimi belirlenen bölge kayaçları üzerinde, pratik ve son derece çabuk sonuç veren bağıl eriyebilirlik deneyi, yani EC = f (t) değerlendirmesi yapılarak, sağlanan verilerden kalkarak bölgedeki karstlaşma ve karst yapıları arasındaki ilişkinin açığa çıkarılması hedeflenmiştir.

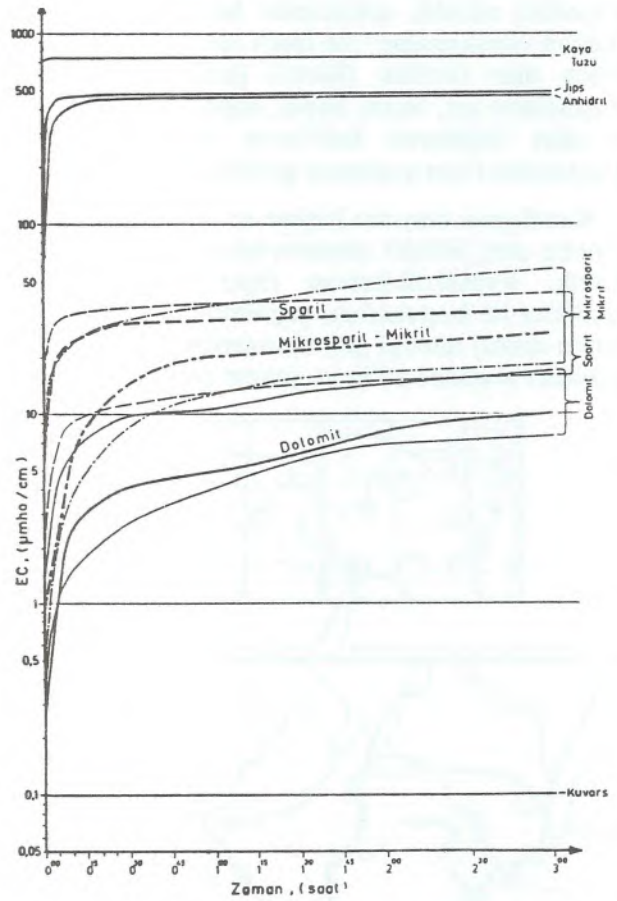
Bağıl eriyebilirlik deneyi, deney koşulları aynı



Şekil 3 Bağıl Eriyebilirlik Deneyine Göre EC = f (Ca⁺⁺) İlişkisi ve İstatistiksel Güvenli Alanlar.

Figure 3 EC = f (Ca⁺⁺) Relationship Due to Relative Solubility Test and Statistically Safe Areas.

kalmak üzere, belirli incelikte öğütülmüş kayaç örneklerinin saf su içinde erimesi sırasında suyun EC değerindeki artışların zamana göre değişiminin kaydedilmesi ve dolaylı yoldan kayaç eriyebilirliğinin belirlenmesidir. Her örnek için önce lineer koordinatlarda, daha sonra gruplandırılmış benzer eğrilerin birarada gösteriminin sağlanması amacıyla yarı logaritmik koordinatlarda EC = f (t) eğrileri çizilmiştir. Deney sonunda deney suyu süzülerek ayrılmış ve örneklerden suya geçen Ca⁺⁺ iyonu miktarı bulunarak, bunun EC ile ilişkisini açığa çıkaran EC = f (Ca⁺⁺) grafiği hazırlanmıştır (Şekil 3). Bu grafik, karbonatlı kayaçların eriyebilirlik derecesini gösteren deney suyuna geçmiş Ca⁺⁺ iyonu miktarı ile EC değerleri arasında varolan son derece anlamlı bir ilişki gösterir. Görüldüğü gibi,



Şekil 4 Eriyebilir Kayaç ve Minerallerin Bağıl Eriyebilirlik Sıralamasını Gösteren EC = f (t) Grafikleri (Kalın Eğriler İstatistiksel Ortalamayı Göstermektedir).

Figure 4 EC = f (t) Graphics Reflecting the Relative Solubility Position of the Soluble Rocks and Minerals (Thick Curves Illustrate the Statistical Averages).

dolomit örnekleri düşük Ca^{++} yüzdesi ve buna bağlı olarak düşük EC değeri, mikrit ve spartitler ise yüksek Ca^{++} yüzdesi ve yüksek EC değeri vermektedir. Böylece, bağıl eriyebilirlik deneyi sırasında okunan EC değerlerinin, deney koşulları tüm örnekler için aynı kalmak koşuluyla, kayaların benzer çevre koşullarındaki bağıl eriyebilirliklerini yansıttığı eksinlik kazanmıştır. Elde edilen bağıl eriyebilirlik değerleri, kayacın gerçek sayısal eriyebilirlik değerini değil, kayalar arasındaki oransal sağıl eriyebilirliği, yani hangi kayacın diğerine göre ne oranda daha az veya daha çok eriyebilir olduğunu anlatır. Deney sonunda, mikrosparitik-mikritik, spartitik ve dolomitik oluşa göre farklılık gösteren 3 tip eğri kümesi elde edilmiştir.

Deneyin ilk birkaç dakikası içinde oluşan yüksek erime, mikrosparitmikrit ve spartitler için son derece karakteristiktir. Bu durum ve eğimlerdeki değişimler gözönüne alınarak erime dönemleri ve kayaç türüne göre erimenin gelişimi açığa çıkarılmıştır.

Spartitik ve mikrosparitik-mikritik kireçtaşları ile dolomitlerin, diğer eriyebilir kayaç ve mineralere göre eriyebilirlik sıralamasını belirlemek amacıyla, yine aynı deney koşulları korunarak kayatuzu, jips ve anhidrit üzerinde de deney yapılmış, sağlanan verilerin istatistik değerlerinden hareketle bağıl eriyebilirlik sıralaması eğrileri çizelgesi hazırlanmıştır (Şekil 4, Çizelge 1).

Bağıl eriyebilirlik deneyleri sonunda, inceleme alanındaki temel litoloji birimini oluşturan karbonatların orta ve düşük erimeli oldukları, ayrıca su

ile temas sürelerine göre de değişik fakat özgün erime aşamaları geçirdikleri saptanmıştır. Basit bir genelleme ile karbonatlardaki erimenin ilk 5-10 dakikada birincil, izleyen 20-25 dakikada ikincil ve sonraki temas süresince üçüncül derece etkinlik taşıdığı açığa çıkarılmıştır. Bu durum, yağış tipi ve rejimine ek olarak, yağışın topoğrafya yüzeyinde kalış süresini denetleyen morfoloji ve drenaj modelinin, yüzey ve yeraltı karstını niçin büyük ölçüde etkilediği sorusuna da açık bir yanıt getirmektedir.

Boşlukluluk ve Geçirimsizlik

Karstlaşmanın başlaması ve gelişmesi için zorunlu olan hidrojeolojik özelliklerden boşlukluluk ve geçirimsizlik, suyun fiziko-mekanik ve kimyasal işlevlerinin gerçekleştirilebilirliğini doğrudan denetler.

Laboratuvar deneyleri sonunda, birincil boşlukluluğun mikrosparit-mikritlerde % 0.84, spartitlerde % 1,43 ve dolomitlerde % 1,07 olduğu görülmüştür. Bu düşük değerler, yalnızca kayacın su ile temas süresini az da olsa uzatmak açısından önemlidir ve gerek kayaç yüzeyindeki karstlaşmayı, gerekse şekillenen yüzeysel karst türünü az da olsa etkilemektedir.

Karbonatlı kayaç örneklerinin ortalama birincil geçirimsizlik katsayısı değerleri 10^{-6} - 10^{-9} $cm^3/sn/cm^2$ arasında değişmektedir.

Deneyler, inceleme alanındaki kayaların birincil boşlukluluk ve geçirimsizlik değerlerinin hidrojeolojik açıdan pratik olarak önem taşımadığını, suyun hidrojeolojik ortamlar içindeki hareketinin

Kimyasal Bileşim	Eriyebilir Kayaç ve Mineraller	EC $\mu mho/cm^3/saat$	Eriyebilirlik Ölçeği	Bağıl Eriyebilirlik Sıralaması
Klorürler	Kaya Tuzu	760	1000	Çok Yüksek Erimeli
Sülfatlar	Jips	480	630	Yüksek Erimeli
	Anhidrit	460	600	
Karbonatlar	Spartit	35	50	Orta Erimeli
	Mikrit-Mikrosparit	27	40	
	Dolomit	10	20	Düşük Erimeli
Silikatlar	Kuvars	0,1	0	Erimesiz

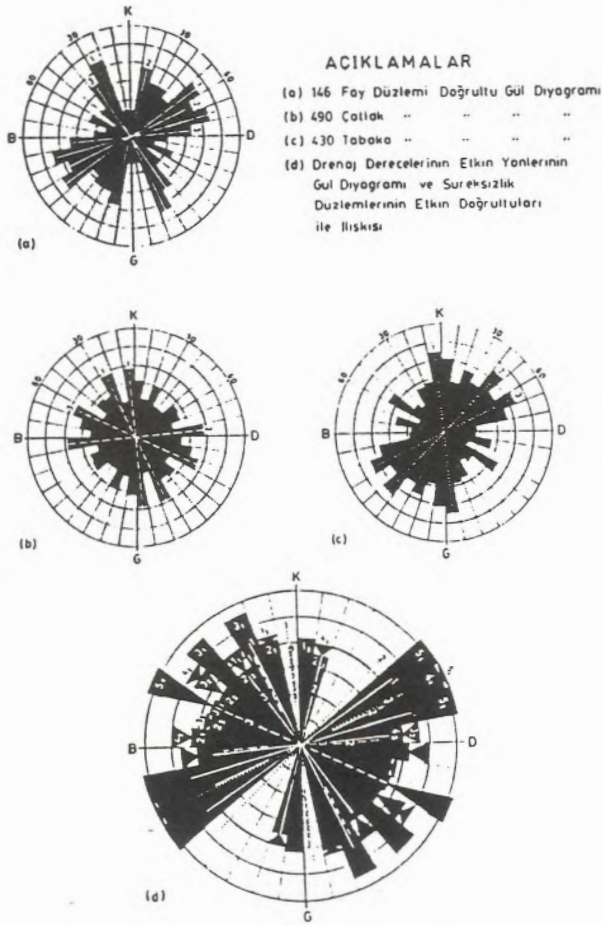
Çizelge 1 Bağıl Eriyebilirlik Deneyi Sonuçlarına Göre Eriyebilir Kayaç ve Minerallerin Bağıl Eriyebilirlik Sıralaması.

Table 1 Relative Solubility Range of Soluble Rocks and Minerals Due to Results of Relative Solubility Tests.

tümüyle oluşum sonrası kazanılan değişik boyutlu süreksizliklerin belirlendiği ortam boşlukluluğuna ve ortam geçirirliğine bağlı olduğunu açıkça kanıtlamaktadır.

Süreksizlik Özellikleri

Karstlaşmanın hidrojeolojik ortam içinde derinliğine gelişimi, temel olarak ikincil (oluşum sonrası) süreksizliklerin varlığına, boyut ve yönelimlerine, varsa süreksizlik içi dolgu malzemesinin cinsine ve süreksizliklerarası ilişki derecesine bağlıdır. Süreksizliklerin varlığı ve açıklıklarının 10^{-3} mm'den büyük olması durumunda, suyun hareketi ancak ilişkili süreksizlikler aracılığıyla sağlanabilir. Bu önkoşulları gerçekleştiren süreksizliklerin ilişki dereceleri ile yönelim ve boyutları,



Şekil 5 Fay, Çatlak ve Tabaka Düzlemlerinin Etkin Yönleri ile Değişik Drainaj Derecelerinin Etkin Yönleri Arasındaki İlişki.

Figure 5 Relationship Between the Effective Directions of Faults, Joints and Beddings and the Effective Directions of Different Drainage Degrees.

ortamdaki suyun dolaşım debisini ve hızını doğrudan, erime-çözünme ve ayrışma işlevlerini ise dolaylı olarak etkiler.

İnceleme alanında; tabakalar, çatlaklar ve faylar şeklinde gruplandırılan süreksizliklerin boyutları, yönelimleri ve dolgu malzemesi üzerine ayrıntılı çalışmalar yapılmış, yüzey drenaj sistemlerini ve dolayısıyla yeraltı drenaj sistemlerini nasıl denetle-



Foto 1 Dolomitlerde Gelişen Tipik Yüzey Karstı.

Photo 1 Typical Surface Karst Developed on Dolomites.

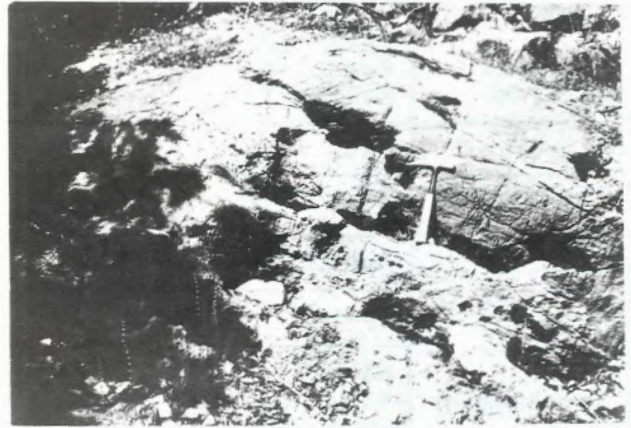


Foto 2 Dolomitlerde Yüzey Karstı ve Süreksizliklerin Kesişme Noktalarında Gelişen Erime Çukurları.

Photo 2 Surface Karst in Dolomites and Solution Holes Developed in Intersecting Points of Discontinuities.

dikleri açığa çıkarılmıştır (Şekil 5). Bu çalışmanın sonuçlarına göre; 1., 2. ve 3. derece drenaj ağlarının gelişiminde, en genç fay sistemini oluşturan KKB-GGD doğrultulu faylar ile genellikle enine çatlaklar karakterindeki KB-GD doğrultulu çatlak sistemleri, 4. ve 5. derece drenaj ağlarının gelişiminde ise en yaşlı fay sistemini oluşturan KDD-GBB doğrultulu faylar son derece etkin bir rol oynamıştır. Tabaka doğrultularının, yüzey drenaj ağlarının gelişiminde önemli bir etkinlik taşımadığı görülmüştür. Bu bulgular, çeşitli derecelerden drenaj ağlarında, yüzeysel akıştan yeraltına geçen suyun yeraltındaki olası akış doğrultusunun ve yeraltı karst yapılarının olası yönlerinin bilinmesi bakımından büyük önem taşır.

İnceleme alanını oluşturan çatlaklı karbonatlı kaya ortamdaki tabaka ve çatlak aralığı değerleri, kireçtaşlarında 0,50 m. ve 0,25 m., dolomitlerde 0,75 m. ve 0,45.'dir. Ayrıca, ortalama 5 cm. açıklıktaki tabaka düzlemlerine dik süreksizliklerin sıklığının kireçtaşlarında 4 ve dolomitlerde 2 olmasına karşı, ortalama 1 cm. açıklıktaki tabaka



Foto 3 Kireçtaşlarında Tipik Rillenkarren Gelişimi.

Photo 3 Typical Rillenkarren Development on Limestones.

düzlemlerine paralel süreksizliklerin sıklığı kireçtaşlarında 2 ve dolomitlerde ise 1'dir.

Süreksizliklere ilişkin bu değerlendirmeler; yağışın, sıklık ve açıklık değerleri büyük olan tabaka düzlemlerine dik süreksizliklerden başlayarak derinlere doğru yönlendiğini, daha derinlere iniş olanağı kalmadığında da tabaka düzlemlerine paralel olarak hareket ettiğini gösterir. Bu durum, yeraltı su akış yönlerinin tahmininde olduğu kadar, yeraltı karst yapılarının gelişim yönlerinin tahmininde de büyük önem taşımaktadır.

BÖLGESEL KARST VE TÜR-BOYUT ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanındaki karstlaşmayı denetleyen etmenlerin zaman içinde oluşturduğu başlıca karst yapılarını karren, obruk ve mağaralar ile dolinler meydana getirir.

Karren (Lapya-Erime Oluğu)

Karren terimi, esas olarak kireçtaşı üzerindeki erime kanalcıklarını tanımlarsa da, günümüzde bu terim, karstlaşmış karbonat kayalarında görülen birçok yüzeysel karst şekli için kullanılır. Uzunlukları ve derinlikleri birkaç milimetreden birkaç metreye kadar olabilir (Sweeting, 1973).

İnceleme alanındaki karren tipleri, dolomitlerde ve kireçtaşlarında farklılık gösterir.

Dolomitlerdeki karst yüzeyi, fissür ve damar ağlarının oluşturduğu sırtlarla birbirinden ayrılmış birkaç santimetre çapındaki küçük erime oyukları şeklindedir (Foto 1). Özellikle açık süreksizliklerin kesişme noktasında gelişmiş erime çukurlarına

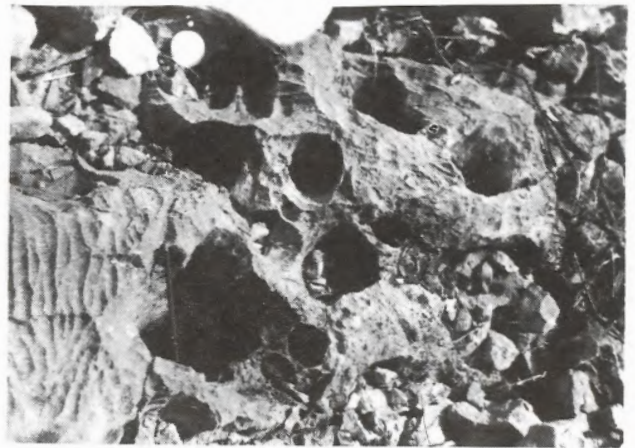


Foto 4 Kireçtaşlarında Düzgün Dairesel Kesitli Erime Çukurları.

Photo 4 Solution Holes with Smooth Circle Sections in Limestones.

sıkça rastlanır (Foto 2). En etkin süreksizliklere paralel uzanımlı ve ağız kesitleri 60 cm. çapında olabilen erime çukurları bazen birkaç metre derine inmektedir.

İnceleme alanındaki kireçtaşlarında görülen başlıca karren tipleri ise rillenkarren, rinnenkarren, spitzkarren, kluftkarren ve marinekarrendir.



Foto 5 Kireçtaşlarında Rillenkarren ve Rinnenkarren Gelişimi.

Photo 5 Development of Rillenkarren and Rinnenkarren on Limestones.

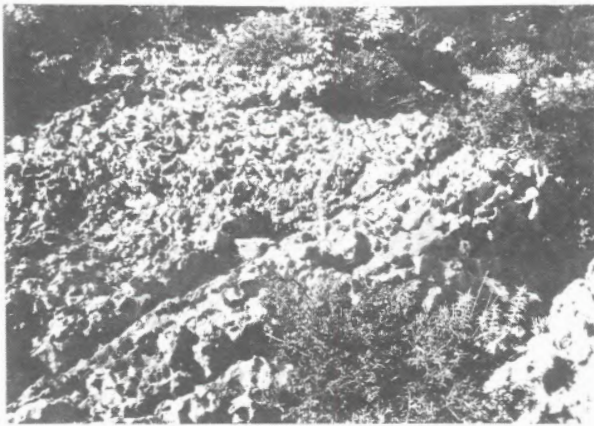


Foto 6 Kireçtaşlarında Spitzkarren Gelişimi.

Photo 6 Spitzkarren Development on Limestones.

Rillenkarren: Keskin ince sırtlarla ayrılmış ince düzgün oluklar ile yuvarlak çanakası oyuklar ve delikler şeklindeki yüzeysel karst oluşuklarıdır (Foto 3, 4). Birkaç santimetre derinlik ve genişlikte, 50 cm.'den az uzunluktadırlar. Çanak ve deliklerin çapları genelde 15 cm.'den, derinlikleri ise 30 cm.'den azdır. CO₂ ile doymun yağış sularının kireçtaşı yüzeyine temasını izleyen ilk birkaç dakikalık yüksek erime döneminde hızla gelişmişlerdir. Dolayısıyla sparitlerde, mikrosparit ve mikritlerden çok daha iyi gelişmiş ve sık olarak bulunurlar. Bitki örtüsünün yoğun olduğu yerlerde oldukça yuvarlatılmış hatlar taşırlar.

Rinnenkarren: Rillenkarren'in aşırı gelişmiş şekli olan rinnenkarren, birkaç metre uzunlukta, 30 cm'e kadar genişlikte ve 10-15 cm. derinlikte olabilir (Foto 5). Hatları, rillenkarren'e göre biraz daha yuvarlatılmış görünümündedir. Kireçtaşı ile suyun daha uzun süre temas etmesi durumunda geçiş ve düşük erime dönemlerinin de ortaya çıkmasıyla gelişmişlerdir.

Spitzkarren: Rillenkarren ve rinnenkarren sırtlarının oyuklu, delikli ve keskin hatlı sivrilmiş ayrı kısımlara bölünmesiyle ortaya çıkan peribacalarının keskin ve sivri hatlı bir mikromodeli görünümündedirler (Foto 6). Sivri konik kısımlar arasında, çoğunlukla 20-30 cm. çapında olabilen, düzensiz şekilli erime çukurları bulunur. Konik yükseltilerin aşınarak yokolduğu yerler, yerini keskin kenarlı tipik süngersi karsta bırakmıştır.

Kluftkarren: Yüksek eğim açılı süreksizlikler boyunca gelişen ve yönlenmesi tümüyle süreksizlik yönelimine bağlı olan karren tipidir (Foto 7). İki veya daha çok süreksizliğin kesişme noktalarında,



Foto 7 Kireçtaşlarında Kluffkarren Gelişimi,

Photo 7 Kluffkarren Development on Limestones.

var olan klufitkarren gelişimine ek olarak, bazen derinliği birkaç metre olabilen yuvarlak hatlı kuyu tipi erime deliklerine de rastlanır.

Marinekarren: Deniz kenarlarındaki kireçtaşlarında görülen bu yüzeysel karst şekilleri; denizsuyunun, deniz canlılarının ve rüzgarın etkisiyle oluşmuştur. Sadece dalga etkisi altında şekillenenleri, oldukça yuvarlak hatlı ve değişik boyutlu erime delikleri içeren düzgün yüzeyler halindedir (Foto 8). Rüzgar etkisiyle şekillenenler ise, fissür ağlarının pürüzlülük gösterdiği yerel erime oyuklu düzensiz yüzeyler oluşturur (Foto 9).

Obruklar: Karst alanlarındaki kuyu şekilli, orta boyutlu karst yapılarını tanımlayan obruklar, fayların ve çatlak sistemlerinin kesişme noktalarında gelişmiştir. Bazen yeraltı mağara sistemleri ile de bağlantılı olabilen obruklar, dolinler içinde ya da ayrı bulunmaktadır. İnceleme alanı içinde 3 bölgede toplanmışlardır.

Birinci bölgeyi, Bağalalı deresi sisteminin Bağalalı alt drenaj alanındaki (III_B) Saçmalıseki mevkii oluşturur (Şekil 6). Buradaki 7 obruk, kumlu kireçtaşı ile dolomit-rekristalize kireçtaşı birimlerinin kireçtaşı-dolomit dokanakları boyunca yer alır. Yeraltında büyük erime boşluklu ve GD yönünde mağara uzantılıdır. Yağışlı dönemlerde Bağalalı deresi alt drenaj alanını tümüyle drene eden bu obrukların derinlikleri 5-7 m., ağız çapları başlangıçta 2-3 m. ve tabanda 0,5-1 m.'dir. Yine Bağalalı deresi sistemi içindeki Kocakoyak alt drenaj alanında (III_A) rastlanan 2 obruk, dolo-



Foto 8 Kireçtaşlarında Dalga Etkisiyle Gelişmiş Marinekarren.

Photo 8 Marinekarren Developed on Limestones Under the Effect of Wave Action.



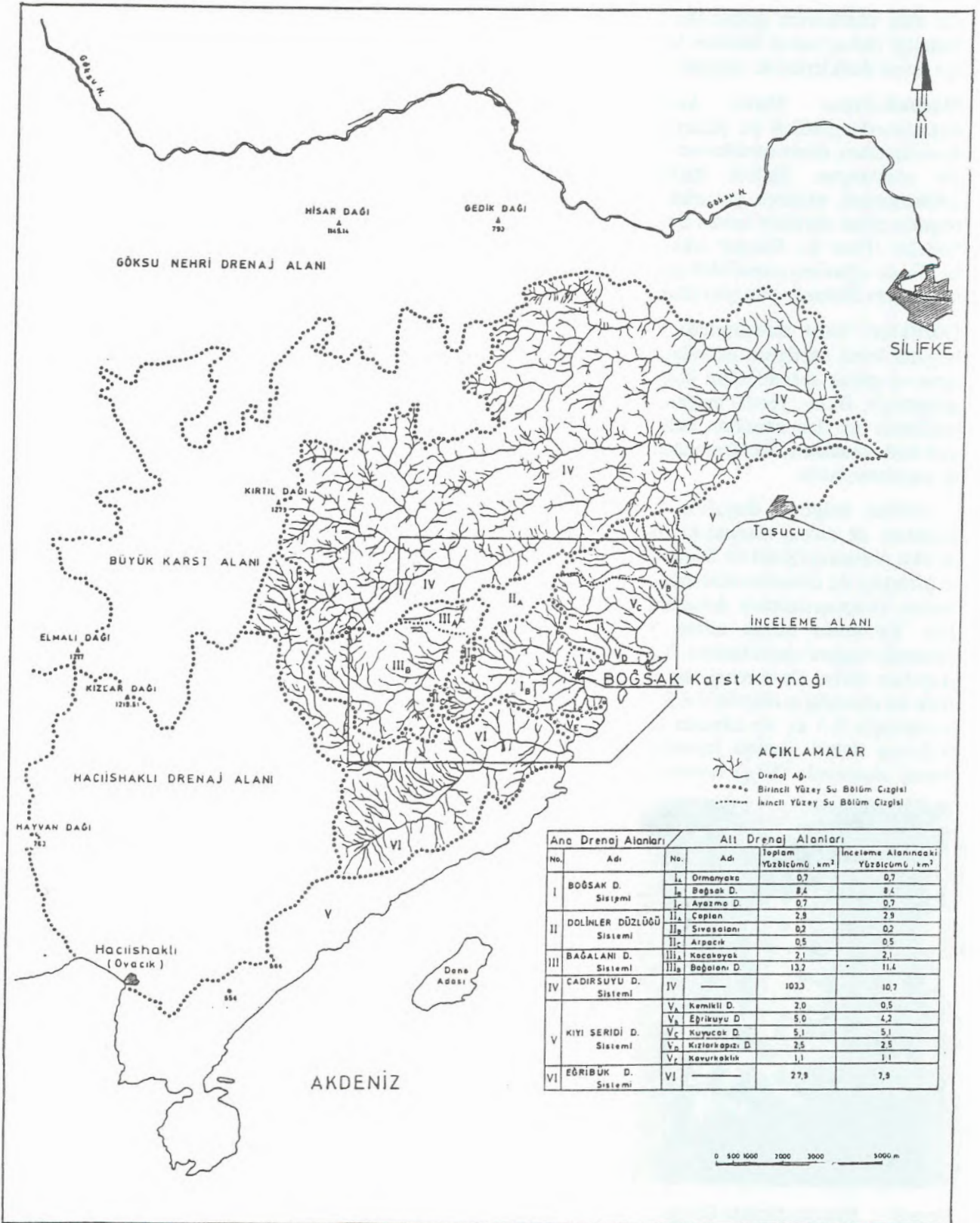
Foto 9 Kireçtaşlarında Rüzgar ve Dalga Etkisiyle Gelişmiş Marinekarren.

Photo 9 Marinekarren Developed on Limestones Under the Effect of Both Wind and Wave Action.

mit-rekristalize kireçtaşı ile fosilli kireçtaşı içinde gelişmiştir. Yöre halkı tarafından soğuk hava deposu gibi kullanılmaktadırlar.

İkinci bölgeyi oluşturan Dolinler düzlüğü sistemi ana drenaj alanındaki Çopran (II_A), Sivasalalı (II_B) ve Arpacık (II_C) alt drenaj alanlarında, sırasıyla 8, 1 ve 1 adet olmak üzere toplam 10 obruk bulunur. Bunların sadece 1 adedi dolomit içinde, diğerleri ise tümüyle fosilli kireçtaşı içinde gelişmiştir. Dolinler düzlüğü sistemi obruklarının Bağalalı deresi obruklarında olan temel farklılığı, tümünün terrarosalı taban düzlüğü bulunmayan dolinler içinde yer almasıdır. Ağız çapları 0.5-2 m. genişliktedir.

Üçüncü bölgeyi oluşturan Boğsak deresi sisteminin Boğsak deresi alt drenaj alanında (I_B) 4 obruk bulunur. Bunlardan en Batıdaki dolomit-fosilli kireçtaşı içinde, diğerleri ise dolomit-rekristalize kireçtaşı içindedir. Ağız çapları 1-2,5 m., derinlikleri 4-20 m. dolayındadır.



Şekil 6 Boğsak Karst Kaynağı Dolayının Drenaj Haritası.

Figure 6 Drainage Map of Vicinity of Boğsak Karst Spring.

Dolinler

Arazide kapalı çukurluklar-çöküntüler şeklinde görülen dolinler, karst alanlarına özgü gerçek karst yapılarıdır. Planda dairesel ve cliptik görünümlü, kesitte ise yamaçları kayalık ve çıplak olan konik veya bitki ve zemin örtülü olan çanak şekillidirler. Koniklerde yamaç açıları 30-40° ve çap/derinlik oranı 2-3 dolayında, çanaklarda ise yamaç açıları 10-12° ve çap/derinlik oranı 10 dolayındadır. Sahada ayrı ayrı veya birkaçının birleşmesiyle oluşan kümeler şeklindedir.

İnceleme alanındaki dolin alanları, dolinler düzlüğü sisteminin Çopran, Sivasalını ve Arpacık alt drenaj alanları içindedir ve sayıları da sırasıyla 29, 2 ve 3'dür (Şekil 6). Bunların 24'ünde terrarosalı taban düzlüğü bulunmasına karşı, obruklu 10 dolin alanında taban düzlüğü görülmez. Toplam 34 dolin alanında 5'i tek dolinli, 29'u ise birleşik dolin kümeleri (uvala) oluşturan 2-5 dolinlidir. Bu nedenle, inceleme alanındaki 34 dolin alanı, gerçekte 72 dolin alanından oluşmuştur.

Obruklu dolinlerdeki obruklar, ayrı dolin alanlarında en uzun ve en geniş eksenlerin kesişme noktasında, birleşik dolin alanlarında (uvala) ise bileşen dolinlerin en uzun eksenlerinin kesişme noktasında yer alır.

Dolinlerin tümü, Üst Kretase'nin üst istifini oluşturan fosilli kireçtaşı içindedir. Süreksizliklere giren yağış suyunun eritme ve aşındırma işlevleri sonucu kireçtaşının erimesine ve özellikle yapısal hatlar oluşturan makro süreksizlikler boyunca karşılaşmanın gelişimine bağlı olarak görülürler. Kars-

laşma nedeniyle crime alanlarının çukurluklarında toplanan killi artık malzeme ise terrarosalı taban düzlüklerini meydana getirir.

34 dolin alanının drenaj ağları, 22'sinde 1. dereceden, 11'inde 2. dereceden ve 1'inde de 3. dereceden drenaj sistemi gösterir. Tüm drenaj sistemleri içsel drenaj tiplidir. Drenaj ağını oluşturan kuru dereler, ya terrarosalı taban düzlüğü ile dolin yamaçlarının sınırında, ya da obruklarda sonlanır. Obruklu dolinlerin tümü 1. dereceden drenaj sistemlidir.

Dolinler düzlüğü sistemi ana drenaj alanının genelinde ve dolin alanlarının özelde, dolinsiz diğer drenaj alanlarından olan farklılığını ortaya çıkarmak üzere yapılan çizgisel ve alansal drenaj ağı analizlerine göre; farklılık oluşturan en büyük sayısal sapmaların, drenaj sıklığı ve drenaj dokusundaki daha büyük değerler ile ortalama dere uzunluğu ve drenaj rölyefiyle engebelilik sayısındaki daha küçük değerler olduğu saptanmıştır (Çizelge 2).

İnceleme alanındaki 34 dolin alanını oluşturan 72 alt dolin alanının çizgisel ve alansal boyut analizi yapılarak, istatistiksel ortalama değerleriyle, inceleme alanına özgü bir genel dolin tipi tanımlanmıştır (Çizelge 3).

Dolin gelişimi ile süreksizlikler arasındaki ilişkiyi ortaya koymak amacıyla, öncelikle dolinlerin boyutsal özelliklerinin yönler göre değişimi araştırılmıştır. Bu grafiklere göre, yüzey alanı büyük fakat uzun eksen boyu ortalamanın altında kalan dolinler K (0-20) B doğrultusundadır. Bu iki

Ana Drenaj Alanları		Alt Drenaj Alanları		ÇİZGİSEL ÖZELLİKLER					ALANSAL ÖZELLİKLER			
No.	Adı	No	Adı	Drenaj Derecesi (STRAHLER)	Drenaj Sıklığı (HORTON)	Drenaj Dokusu (HORTON)	Çatallaşma Oranı (HORTON)	Ort. Dere Uzunluğu (MILLER)	Havza Rölyefi (SCHUM)	Rölyef Oranı (SCHUM)	Engebelilik Sayısı (STRAHLER)	Drenaj Tipi (HOWARD)
I	BOĞSAK D. Sistemi	I _A	Ormanyaka	2	1,5	5,7	3,0	0,1	0,14	0,20	0,3	Adaçsı Paralel
		I _B	Boğsak D.	4	4,6	15,4	5,0	0,1	0,59	0,12	2,7	Adaçsı Paralel
		I _C	Ayazma D.	2	2,6	4,6	4,9	0,3	0,21	0,21	0,6	Adaçsı
II	DOLİNLER DÜZLÜĞÜ Sistemi	II _A	Çopran	2	6,7	53,1	10,7	0,1	0,13	0,31	0,7	İçsel
		II _B	Sivasalını	1	5,7	40,0	6,9	0,1	0,05	0,37	0,3	İçsel
		II _C	Arpacık	2	4,3	32,0	7,6	0,1	0,04	0,56	0,3	İçsel
III	BAGALANI D. Sistemi	III _A	Kocakoyak	2	1,3	7,6	7,5	0,2	0,53	1,13	0,3	İçsel Adaçsı
		III _B	Bagalani D.	4	3,0	7,3	4,1	0,2	0,52	1,23	0,6	Adaçsı Paralel
IV	ÇADIRSUYU D. Sistemi	IV		5	3,3	6,7	4,0	0,4	1,12	0,12	3,2	Adaçsı Paralel
V	KIYIŞERİDİ D. Sistemi	V _A	Kemikli D.	3	3,1	4,0	3,3	0,4	0,41	0,20	1,3	Adaçsı
		V _B	Eşekçuyu D.	4	2,3	6,2	2,6	0,5	0,33	0,15	1,5	Adaçsı Paralel
		V _C	Kuyucak D.	3	2,6	6,5	4,3	0,4	0,53	0,20	1,5	Adaçsı Paralel
		V _D	Kızılkapısı D.	2	1,7	4,4	6,4	0,4	0,33	0,15	0,9	Paralel
		V _E	Kavıkkaklık D.	2	1,3	3,1	5,7	0,2	0,22	0,17	0,3	Adaçsı
VI	KORIBUK D. Sistemi	VI		4	3,3	3,3	4,3	0,4	1,23	0,13	3,1	Paralel Adaçsı

Çizelge 2 Drenaj Sistemlerinin Çizgisel ve Alan- sal Özelliklerinin Sayısal Değerleri.

Table 2 Numerical Values of the Linear and Areal Properties of Drainage Systems.

özelliğe ait değerler K'den D ve B'ya doğru azalmakta ve en küçük değerlerine K 40 B'dan B-D doğrultusuna gidildikçe ulaşmaktadır. Dolinlerin daha yuvarlak veya daha uzamış elipsel şekilli oluşlarını belirten uzunluk/genişlik oranı, K (0-60) D doğrultulu dolinlerin en basık elipsel biçimli olduğunu göstermiştir (Şekil 7).

Dolin uzun eksenlerinin K'den sapmaları ile jeolojik yapılar arasındaki ilişkiler gül diyağramlarıyla araştırılmıştır (Şekil 8). Tabakalar ile çatlak ve faylar, Jura-Kretase sistemleri için birlikte gözönüne alınmıştır. Bu diyağramlara göre, dolin uzun eksenlerinin egemen doğrultuları K (10-20) B, K (20-30) D ve K (40-50) D, ikinci dereceden de K (0-10) B, K (40-50) B ve K (10-20) D'dür. Dolinler düzlüğündeki tabakalar, birincil olarak K (30-40) D, ikincil olarak da K (40-50) D doğrultuludur. Bu etkinlikler, çatlak ve faylar için birinci derecede K (20-30) B, ikinci derecede de K (70-80) B'dır. Ayrıca 1. ve 2. dereceden drenaj ağlarını oluşturan kuru derelerin doğrultuları da esas olarak KB kadranındadır. Bu verilere göre, çatlak takımlarının ve genç fayların önemli ölçüde etkin olduğu K (0-20) B doğrultulu dolinlerin az uzamış elipsel şekilli ve en büyük yüzey alanlı olmalarına karşı, tabakaların ve yaşlı fayların etkin olduğu K (0-60) D doğrultulu dolinler çok uzamış elipsel şekilli ve nispeten büyük alanlıdır. Ayrıca tüm süreksizlik türlerinin KB-B aralığında sayısal olarak çok az bulunmaları, bu doğrultuda karstlaşmanın ve genelde dolinlerin gelişmemesine, gelişebilenlerin ise en yuvarlak elipsel şekilli ve en

küçük yüzey alanlı olmasına neden olmuştur. Böylece, KB-GD uzanımlı oblik ve enine çatlaklar ile oblik faylar boyunca karstlaşmanın oluşturduğu daha kısa süreli bir genç karst ortamında dolin kısa eksenlerinin, KD-GB uzanımlı tabaka doğrultuları ve boyuna çatlaklar ile yaşlı oblik faylar ve boyuna faylar boyunca karstlaşmanın oluşturduğu uzun süreli bir olgun karst ortamında da dolin uzun eksenlerinin yer aldığı ortaya çıkarılmıştır (Şekil 9).

Tüm özelliklerin birlikte değerlendirilmesi, bölgesel karstlaşma ile dolinlerin oluşumuna aşağıdaki açıklamayı getirmektedir.

Yağış suyunun yeraltına kolaylıkla sızabildiği süreksizlikler, sıklık ve açıklıkları tabaka düzlemlerine az çok paralel olanlardan en az 2 kez daha büyük olan ve tabaka düzlemlerini kesen oblik ve enine çatlaklar ile geçirimli breş zonlarına sahip oblik faylardır. Tüm bu süreksizlikler, bütünüyle KB-GD doğrultulu olan ilk rastlaşmayı oluşturmuştur. Yeraltına inildikçe kaya birim elemanları arasındaki malzeme köprülerinin olasılıkla artması ve süreksizlik açıklığının kapanması, erimeye bağlı olarak devamlı genişleyen süreksizlik açıklıklarında yağış suyunun giderek daha kısa süre tutulması ve suyun hemen yeraltına inmesi nedenleriyle, sözkonusu süreksizlikler boyunca oluşan ilk karstlaşma etkinliğinde giderek azalmalar meydana gelmiştir. Buna bağlı olarak, yağış sularındaki karstlaşmayı denetleyen birincil ve ikincil kökenli CO₂ miktarı ile sıcaklık ve pH özelliklerindeki etkinlik de büyük oranda yeraltına

Dolin Alanı Özellikleri		İstatistik Değerler		
		Sınır Değerler	Aritmetik Ortalama	%95 Güvenli Aralık
Çizgisel Özellikler	Dolin Uzunluğu, km	0,09-0,51	0,20	0,19-0,21
	Dolin Genişliği, km	0,04-0,21	0,11	0,10-0,12
	Uzunluk/Genişlik Oranı	1,10-3,40	1,85	1,80-1,90
	İçsel Uzunluk Oranı	0,50-0,76	0,57	0,56-0,58
	İçsel Genişlik Oranı	0,50-0,63	0,53	0,52-0,54
Alansal Özellikler	Dolin Alanı, x 10 ⁻² km ²	0,50-19,2	3,2	2,7-3,7
	Dolin Taban Düzlüğü Alanı	0,1-3,0	0,7	0,50-0,9
	Dolin Rölyefi, m	6-47	19	17-21

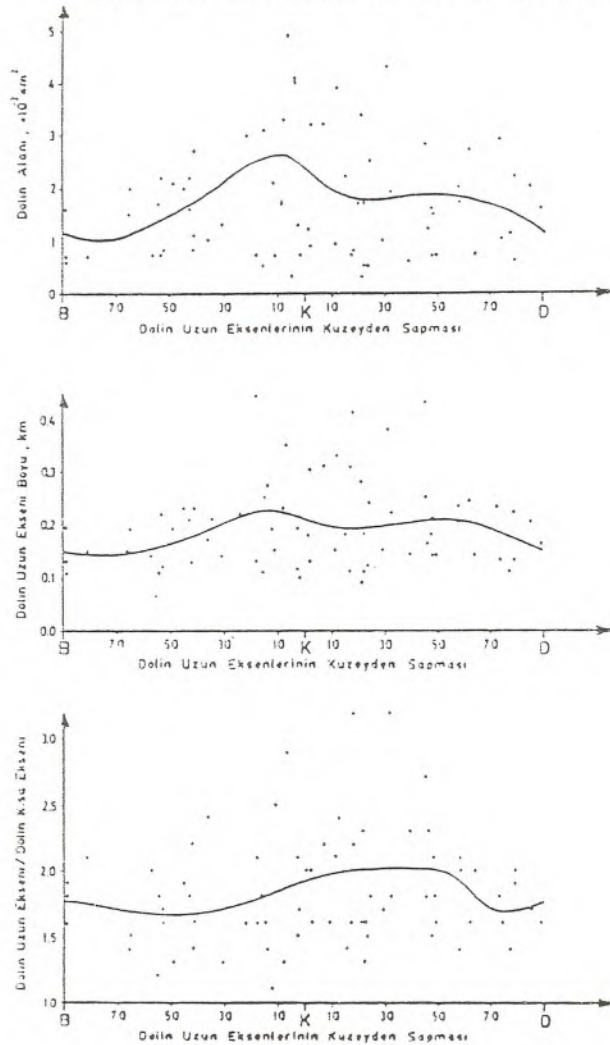
Çizelge 3 Dolin Alanlarının Boyutsal Özelliklerine Ait Sayısal Değerler.

Table 3 Numerical Values Belong to Dimensional Properties of Doline Areas.

taşınmış ve diğer tabaka doğrultuları boyunca etkili olmaya başlamıştır. Böylece, başlangıçtaki oblik ve enine çatlaklar ile oblik faylar boyunca gelişen karstlaşma, belirtilen nedenlerden dolayı yeraltında tabaka doğrultusu ve yaşlı faylar boyunca gelişimini sürdürmek durumunda kalmıştır. Bu olay yalnız ilk karstlaşmanın düşey doğrultuda en aza indiği derinlikte değil, aynı zamanda CaCO_3 'ca aşırı doygun hale gelmiş suların süreksizlikleri düşey doğrultuda CaCO_3 çökelişi ile tıkanması sonunda, yüzeye daha yakın tabaka doğrultuları boyunca da oluşmuştur.

SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen en önemli sonuçlar



Şekil 7 Dolinlerin Bazı Boyutsal Özellikleri ile Dolin Uzun Eksenlerinin Kuzeyinden Sapması Arasındaki İlişkiler.

Figure 7 The Relationship Between Some Dimensional Properties and the Deviation from North of Long Axes in Dolines.

aşağıda maddeler halinde özetlenmiştir.

1 - Karst ve karstlaşma kavramlarına açıklık getirilerek etkilendikleri parametrelerin inceleme yöntemleri ve mantığı ortaya konmuştur.

2 - Pratik ve son derece çabuk sonuç veren "Bağıl Eriyebilirlik Deneyi" adıyla anılmış bir laboratuvar deney yöntemi geliştirilerek karbonatlı kayalarındaki eriyebilirliğin hangi evreleri izlediği, yüzey ve yeraltı karstını nasıl denetlediği açığa çıkarılmıştır.

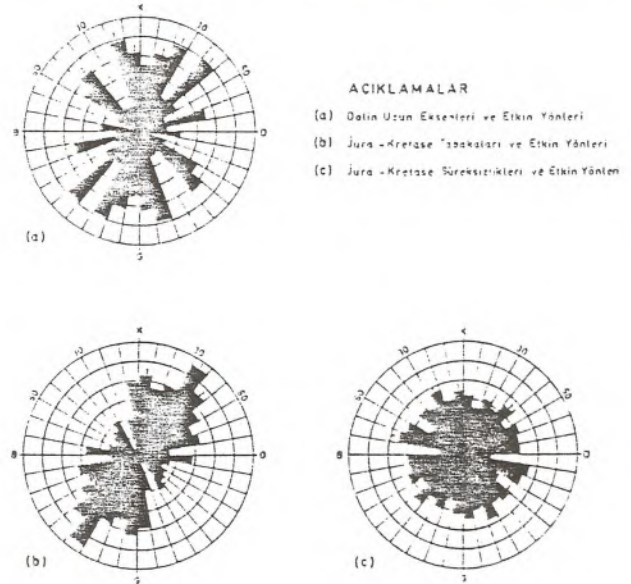
3 - Karst alanlarındaki bölgesel ikincil süreksizlik (fay, çatlak, tabaka, v.b.) analizlerinin önem ve gereği, bunların yeraltı-yerüstü karst yapılarının boyutsal gelişimleriyle olan etkileşimi gösterilerek sayısal olarak kanıtlanmıştır.

4 - Karst alanlarına özgü gerçek karst yapıları olan dolinlerin sayısal "Biçim Araştırması" yapılarak analiz aşamaları gösterilmiş, oluşum ve gelişimleri açıklanmıştır.

5 - Karst ve karstlaşmaya ilişkin tüm veriler gözönüne alınarak, inceleme alanındaki ve büyük olasılıkla Toros karst kuşağındaki genel Karst Gelişim Modeli" kurulmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu yazı konusunun en ağırlıklı bölümlerden birisi olan tezimin hazırlanması sırasındaki tüm



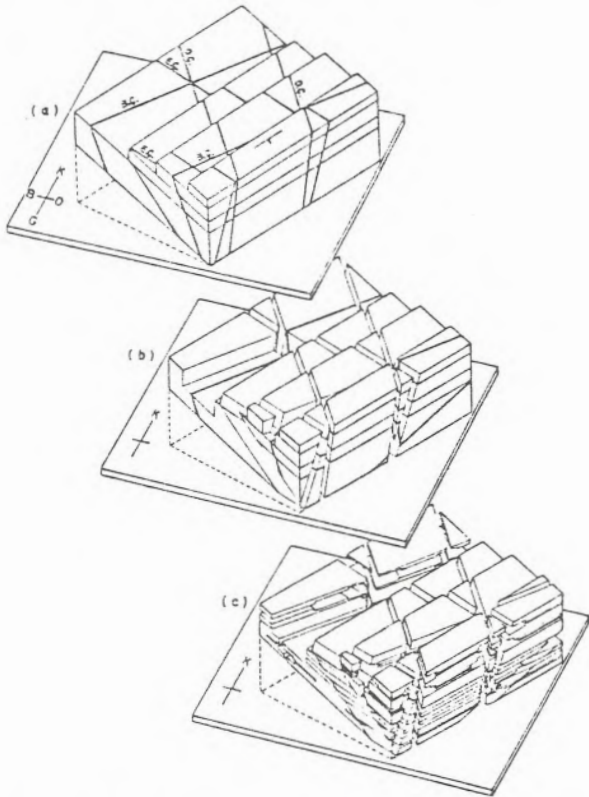
Şekil 8 Dolin Uzun Eksenlerine ve Jeolojik Yapı Elemanlarına Ait Gül Diyağramları ile Bunların Etkin Yönleri.

Figure 8 Rose Diagrams Belong to the Long Axes of Dolines and Geological Structures, Also Effective Directions.

çalışmalarını büyük bir titizlikle izleyen, değerli öneri ve yardımlarını esirgemeyen tez Hocam Sayın Prof. Dr. Kemal Erguvanlı'yı en derin şükranlarımla ve rahmetle anarım. Sahadan laboratuvara uzanan bütün çalışmalarında yakın ilgisini ve yardımlarını gördüğüm Hocam Sayın Prof. Dr. Erdoğan Yüzer'e yürekten teşekkürlerimi sunarım.

Petrol İşletme Laboratuvarlarında deneyler yapabilmeme olanak tanıyan Hocam Sayın Prof. Dr. Ekrem Göksoy'u rahmetle anmaktayım.

Kayaç örneklerimin kimyasal analizlerini yapan Türkiye Şişe ve Cam Fabrikaları A.Ş. Araştırma Merkezinin Merkezi Hizmet Laboratuvarına ve Maden Genel Müdürlüğü bünyesindeki sevgili arkadaşlarıma sonsuz teşekkürler sunarım.



Şekil 9 İnceleme Alanındaki Karstın Gelişim Modeli.

Figure 9 The Development Model of Karst at Investigated Area.

B.Ç. : Boyuna Çatlak-Longitudinal Joint.

E.Ç. : Enine Çatlak-Transversal Joint.

O.Ç. : Diyagonal Çatlak-Oblique Joint.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Burger, A. 1975, Chimisme des Roches et de l'eau Karstiques, Hydrogeology of Karstic Terraines, Publ. of Int. Assoc. of Hydrogeologists, pp. 79-89, France.
- Ek, C.M. 1973, La Dissolution du Carbonate de Calcium, Bull. de la Soc. Geog. de Liege, No. 9 9e Annee, pp. 55-87, Belgium.
- Genderen, J.L. 1969, Technical Exercises for the Sub-Department of Geography, V. II, 208 pp., ITC Textbook, No. 10, The Netherlands.
- James, A.N. 1981, Solution Parameters of Carbonate Rocks, Bull. of the Int. Assoc. of Eng. Geol., No. 24, 19-25, Germany.
- Liszkowski, J. 1970, Problems and Methods in Regional Engineering Geological Research of Karst, First Int. Cong. of the Assoc. of Eng. Geol. Symp., V. II, pp. 882-891, Czechoslovakia.
- Öztaş, T. 1982, Karstlaşma ve Mühendislik Projelerinde Sayısal Karst Sınıflaması Kavramı, Jeo. Müh. Dergisi, S. 13, s. 11-16, Ankara.
- Öztaş, T. 1989, Mersin-Taşucu-Boğsak Kaynağı ve Dolayının Karst Hidrojeolojisi, İTÜ Doktora Tezi, 140 s., İstanbul.
- Strahler, A.N. 1964, Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks, Handbook of Applied Hydrology (Ed: CHOW, V.T.), Section 4-II, pp. 4.39-4.76, McGraw-Hill Book Comp., USA.
- Sweeting, M.M. 1973, Karst Landforms, Columbia Univ. Press, 335 pp., USA.
- Thraikill, J. 1977, Relative Solubilities of Limestone and Dolomite, Karst Hydrogeology (Ed: TOLSON, J.S. - DOYLE, F.L.), Proceedings of the 12th Int. Cong., Memoirs V. XII, pp. 491-500, USA.
- White, W.B. 1977, Role of Solution Kinetics in the Development of Karst Aquifers, Karst Hydrogeology (Ed: TOLSON, J.S. - DOYLE, F.L.), Proceedings of the 12th Int. Cong., Memoirs V. XII, pp. 503-517, USA.
- Williams, P.W. 1972, The Analysis of Karst Terrains, Spatial Analysis in Geomorphology (Ed: CHORLEY, R.J.), pp. 135-163, Mathue and Co. Ltd., England.
- Zuidam, R.A. 1973, Guide to Geomorphological Photo-Interpretation, pp. 173, ITC Textbook, No. 10, The Netherlands.

BOLUCAN (ZARA-SİVAS) YÖRESİNDE OLİGOSEN YAŞLI SELİMİYE FORMASYONU KUMTAŞLARININ SEDİMANTER PETROLOJİ İNCELEMESİ

Sedimentary Petrological Investigation of the Oligocene Selimiye Formation in The Bolucan (Zara-Sivas) Region

Orhan ÖZÇELİK Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

Mehmet ALTUNSOY Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ: Bolucan (Zara-Sivas) yöresinde Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu jips, kumtaşı, marn ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur. Formasyonun egemen bileşeni olan kumtaşları üzerinde hafif, ağır ve kil minerali analizleri yapılarak sedimenter petrolojik özellikleri incelenmiştir. Kumtaşlarında klorit, illit ve kaolinit gibi kil mineralleriyle piroksen, klorit, biyotit, muskovit ve demir oksitçe zengin opak mineraller gibi ağır mineraller belirlenmiştir. Van Andel (1958), Travis (1970) ile Folk ve diğ. (1970)'nin üçgen sınıflandırma diyagramlarına göre kumtaşları sırasıyla grovak, kayaç parçalı kumtaşı ve litarenit olarak tanımlanmıştır. Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982)'in klastik petrofasiyes sınıflamalarında ise karışık ve rösiklik kaynak alanları ile yay orojen kaynak alanlarının varlığı görülmüştür.

ABSTRACT: In the Bolucan (Zara-Sivas) region, The Selimiye formation which is Oligocene in age, is composed of gypsum, sandstone, marl and dolomitized limestones. The sandstones are the dominant components of this formation. The sedimentary petrological characteristics of these sandstones have been investigated by using their light, heavy and clay mineral analysis. Chlorite, pyroxene, biotite, muscovite and heavy mineral such as iron oxide rich opac minerals have been defined as greywacke, rock fragmented sandstone and lithic arenite perspectivevely according to the triangular classification diagrams of Van Andel (1958), Travis (1970) and Folk et al (1970). In the clastic petrofacies classifications of Dickinson and Suczek (1979) and Dickinson (1982), mixed and recycled provenance and orogen sources have been observed.

GİRİŞ

Sivas ili sınırları içerisinde kalan inceleme alanı, Zara ilçesinin 30 km güneyinde bulunan Bolucan bucağı çevresinde yer almaktadır (Şekil 1). İncelenen bölgede Eosen, Oligosen ve Miyosen yaşlı birimler yüzeyler.

Bu çalışmada, Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu kumtaşlarını oluşturan kırıntılıların kökenini araştırmak ve sedimenter petrolojik özelliklerini ortaya koymak amaçlanmıştır. Bunun için kumtaşlarının ince kesit petrografisi, hafif ve ağır mineral analizi ile kil fraksiyonu çalışmaları yapılarak kırıntılıların provenansları belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca kumtaşlarının içerdiği bileşen-

lerin yüzde miktarlarına göre değişik araştırmacıların üçgen sınıflandırma diyagramlarında adlandırılmaları yapılmıştır.

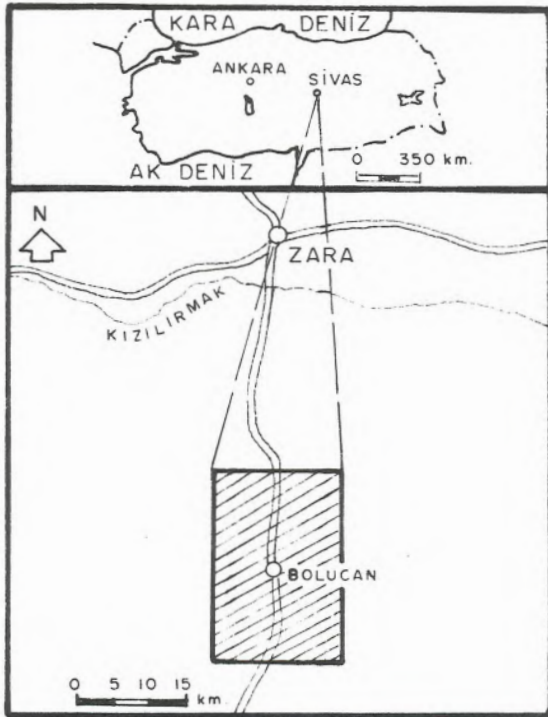
İnceleme alanının da bulunduğu Sivas Havzasında yerli ve yabancı birçok araştırmacı çeşitli konulara yönelik çalışmalar yapmışlardır. Yörede gerçekleştirilen ilk çalışmalar Blumenthal (1937) ve Nebert (1956)'e aittir. Daha sonra Kurtman (1961 ve 1973), Arpat (1964), Norman (1964), Demirmen (1965), Baykal ve Erenüz (1966) jeolojik harita yapımı, paleontoloji ve petrol olanaklarıyla ilgili olarak çalışmışlardır. Artan ve Sestini (1971) ise inceleme alanının güneyinde bulunan Beypınarı yöresinin jeolojik özelliklerini ortaya koymuştur.

Bölgede yapılan en son çalışmalar, Gökçen (1981 ve 1982) ile Gökçen ve Kelling (1985) tarafından yapılmıştır. Bu araştırmacılar, Tersiyer yaşlı birimlerde sedimantolojik çalışmalar yapmışlar ve bulgularını Refahiye bölgesindeki aynı yaştaki birimlerle denemişlerdir.

BÖLGESEL JEOLJİ

İnceleme alanı ve yakın çevresinde yüzeyleyen en yaşlı birim Üst Kretase yaşlı ofiyolitli karmaşıktır. Bu birimin üzerinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı Tecer kireçtaşları yer alır. Bu birimler üzerine çakıtaşı, kumtaşı ve mamlardan oluşan Eosen yaşlı Bozbel formasyonu gelir. Çalışmanın yapıldığı Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu, Sivas Havzasında doğu-batı doğrultusunda uzanmaktadır. Yeşil ve bordo renklerin egemen olduğu formasyon kumtaşı, mam, kireçtaşı ve jipslerden meydana gelmiştir (Şekil 2).

Altındaki birimler üzerine uyumsuzlukla gelen Miyosen yaşlı çökeller, iki ayrı litostratigrafik birimden oluşur. Bunlardan Hafik formasyonu jips, konglomera, kumtaşı ile mamlardan oluşur ve gölsel ortamı karakterize eder. Yine aynı yaşta Karacaören formasyonu ise çakıtaşı, kumtaşı, mam ve kireçtaşı litolojilerinden meydana gelir. Bu iki formasyon birbiriyle yanall geçişlidir.



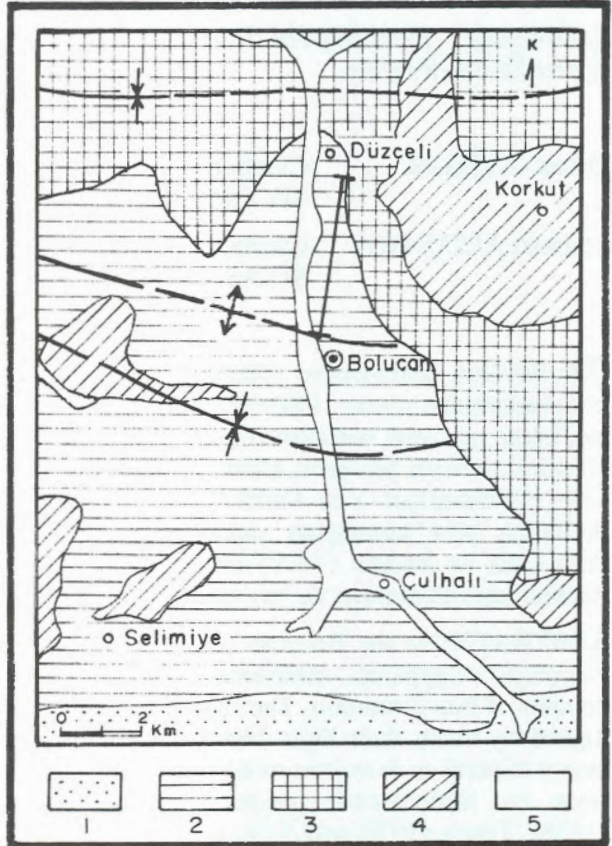
Şekil 1 İnceleme alanının bulduru haritası.

Figure 1 Location map of the investigated area.

İnceleme alanındaki yüzeyleyen bütün bu birimler serbest çakıl, kum, silt ve killerden oluşan alüvyonlar ile örtülür.

STRATİGRAFI

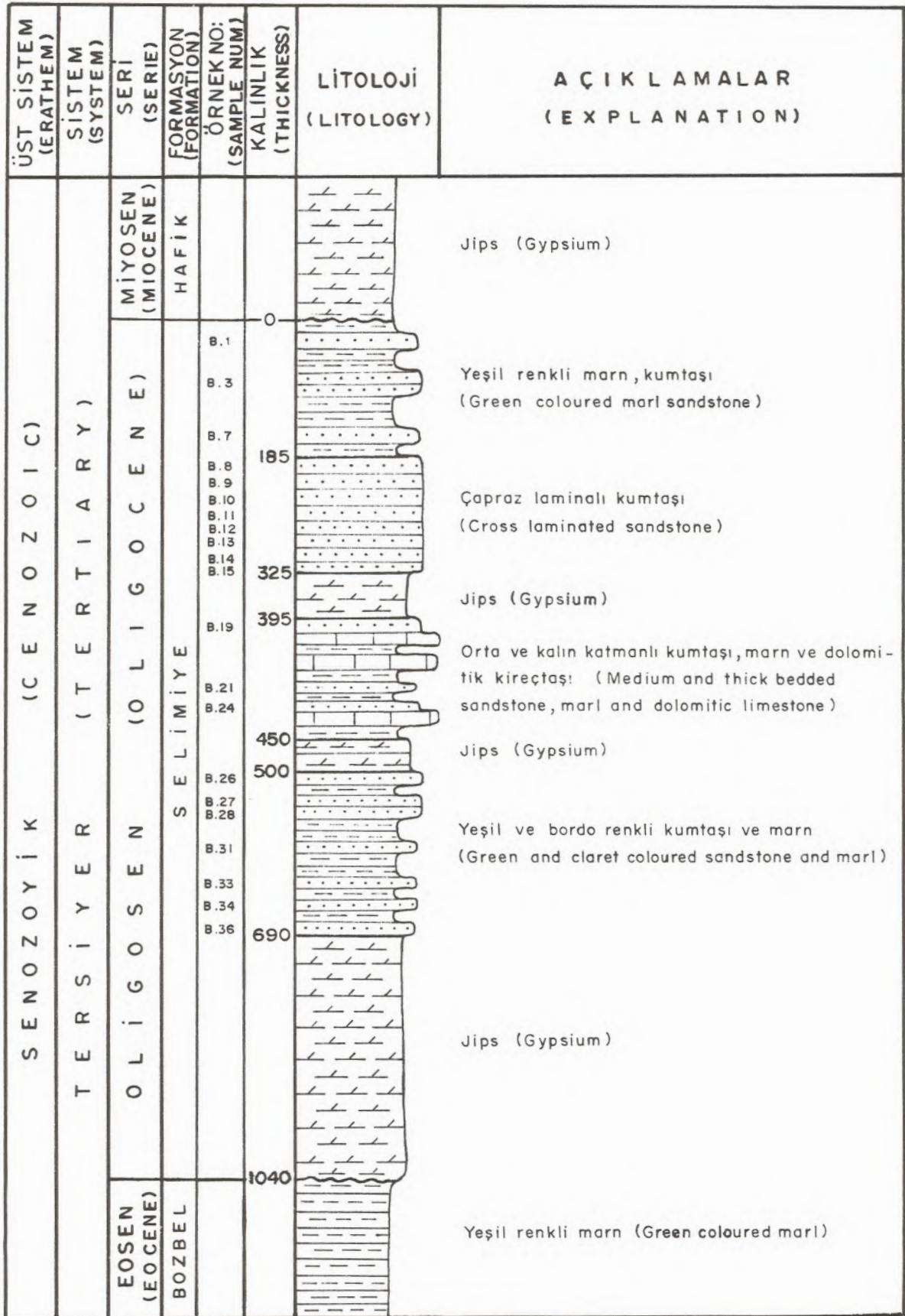
Bolucan (Zara-Sivas) çevresinde Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu, Eosen yaşlı Bozbel formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelir. Formasyonun tabanında 350 m kalınlığında jipsler yer alır (Şekil 3). Bu düzeyi 190 m kalınlığında, yeşil ve bordo



Şekil 2 İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 2 Simplified geological map of the investigated area.

- 1 Bozbel formasyonu (Eosen)
Bozbel formation (Eocene)
- 2 Selimiye formasyonu (Oligosen)
Selimiye formation (Oligocene)
- 3 Hafik formasyonu (Miyosen)
Hafik formation (Miocene)
- 4 Karacaören formasyonu (Miyosen)
Karacaören formation (Miocene)
- 5 Alüvyon (Kuvaterner)
Alluvium (Quaternary)



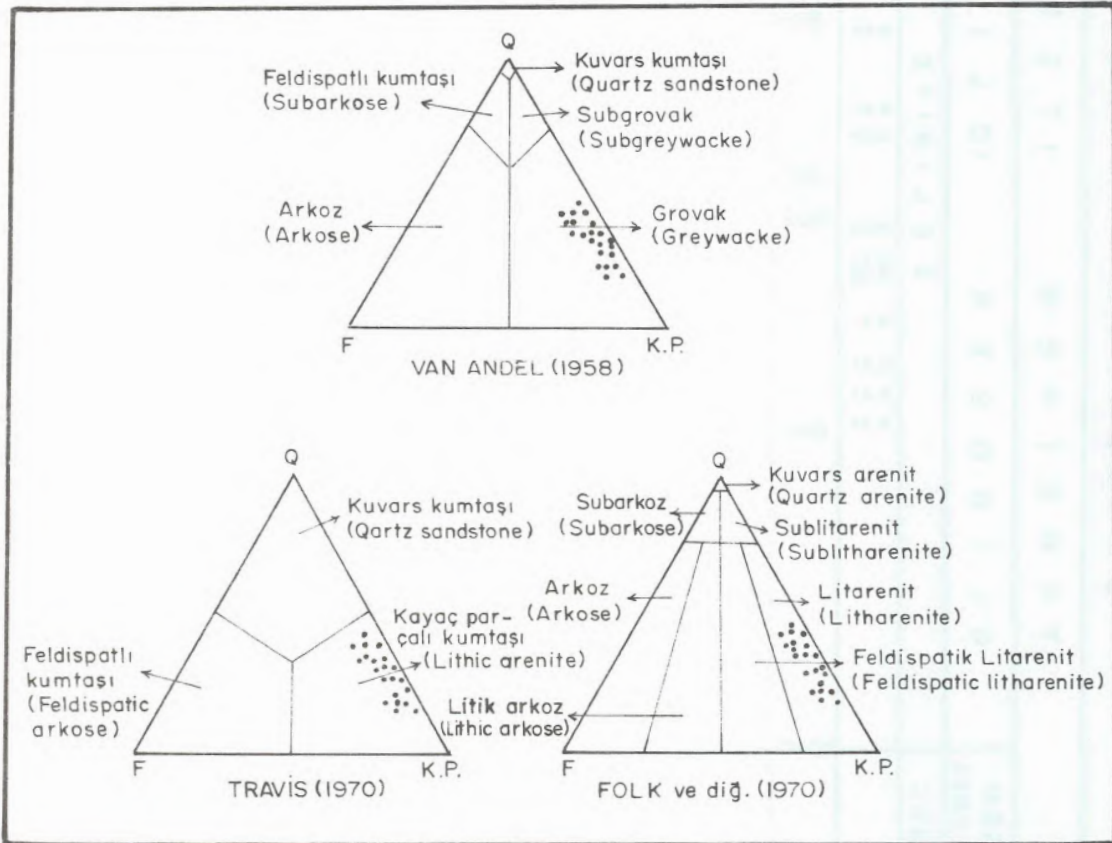
Şekil 3 Selimiye formasyonu ölçülü dikme kesiti.

Figure 3 Measured columnar section of Selimiye formation.

Örnek No. (Sample Num) Parametre (Parameter) (%)																					
	B.1	B.3	B.7	B.8	B.9	B.10	B.11	B.12	B.13	B.14	B.15	B.19	B.21	B.24	B.26	B.27	B.28	B.31	B.33	B.34	B.36
Kuvars (Q) (Quartz)	40	41	39	35	29	33	29	30	24	26	31	24	28	29	31	25	32	28	27	25	26
Feldispat (F) (Feldspar)	5	3	4	4	2	4	3	5	5	3	5	5	3	4	5	3	4	4	5	5	4
Kayaç parçası (L) (Rock fragment)	55	56	57	61	69	63	68	65	71	71	64	71	69	67	64	72	64	68	68	70	70
Monokris. Kuvarısı (Qm) (Monocryst. Quartz)	30	33	34	28	24	25	22	21	18	20	19	18	19	17	16	15	12	14	14	13	13
Top. Kayaç Par. (Lt) (Tot. Rock Frag.)	65	64	62	68	74	71	75	74	77	77	76	77	78	79	79	82	84	82	81	82	83
Polikristalin Kuv. (Qp) (Polycryst. Quartz)	16	12	8	10	7	11	9	12	8	10	16	8	12	15	19	12	20	15	16	14	16
Magmatik Kay. Par. (Lv) (Mag. Rock. Frag.)	51	66	68	66	73	59	61	66	52	56	51	62	49	47	44	29	18	44	42	51	53
Sedimanter Kay. Par. (Sed. Rock. Frag. (Ls)	33	22	24	24	20	30	30	22	40	34	33	30	39	38	37	59	62	41	42	35	31

Çizelge 1 Selimiye formasyonu kumtaşlarının Dickinson (1982)'a göre petrografik analiz sonuçları.

Table 1 Petrographic analysis results of the Selimiye formation sandstones, after Dickinson (1982).



Şekil 4 Selimiye formasyonu kumtaşlarının petrografik sınıflaması.

Figure 4 Petrographical classification of Selimiye formation sandstones.

renkli kumtaşı-marn ardalanması izler. Kumtaşları kaba taneli ve orta katmanlıdır. Bunların üzerine tekrar 50 m kalınlığında yanıl devamlılığı fazla olmayan jipsler gelir. Daha üst düzeylere doğru 55 m kalınlığında kumtaşı, marn ve kireçtaşı ardalanması yer alır. Bu kumtaşları ince-orta taneli, yeşil ve bordo renklidir. Kireçtaşları ise dolomitik karakterde, koyu gri ve pembemsi renkli, bol çatlaklı ve kırılmandır. Kumtaşı ve kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak bulunan marnlar da gri ve yeşil renklerdedir.

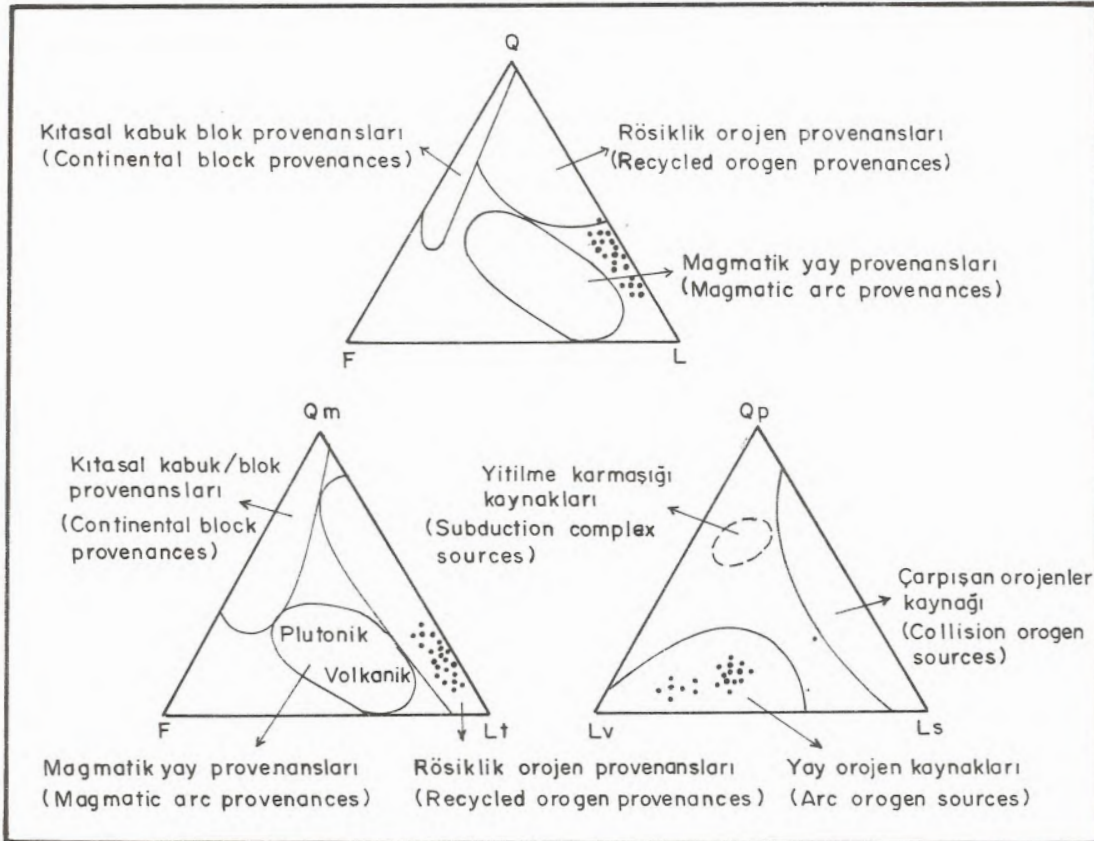
Formasyonun üst bölümünde yer alan jipsler 70 m kalınlığındadır. Bu düzeyin üzerinde ise orta-kalın katmanlı 140 m kalınlığındaki kumtaşları bulunur. Çapraz laminalar içeren bu kumtaşlarında tane boyutları oldukça değişkendir. Bol eklemli olan katmanlar akıntı izleri de taşır. İstifin en üst kesiminde ise 185 m kalınlığında kumtaşı-marn ardalanması yer alır. Bu düzeydeki kumtaşları ince-orta taneli ve yeşil renklidir. Bu düzeyin üzerinde de Hafik formasyonuna ait jipsler uyumsuz olarak bulunur.

SEDİMANTER MİNERALOJİ VE PETROGRAFİ

Selimiye formasyonundan alınan ölçülü dikme kesit ile elde edilen 21 kumtaşı örneğinin ince kesiti üzerinde, kumtaşını oluşturan ana bileşenlerden 500 volumetrik nokta sayılarak % 100'e tamamlanmış ve bileşenlerin özelliklerini ortaya koyan çalışmalar yapılmıştır (Çizelge 1). Bromoform yardımıyla ağır mineraller ayrılarak incelenmiş, XRD çalışmalarıyla da kil mineralleri saptanmıştır. Kumtaşlarının petrografik özellikleri şöyledir;

Kuvarlar: Kumtaşlarında % 24-40 arasında bulunurlar. Çoğunlukla monokristalin kuvarlar şeklinde olup orta-ince tane boyutludurlar. Polikristalin kuvarlar ise daha iri taneler şeklinde gözlenmişlerdir.

Feldispatlar: % 2-5 arasında değişen feldispatlar genellikle ortoklastardan meydana gelmişlerdir. Daha az bulunan plajiyoklastlar ise ince-uzun çubuklar şeklinde ve polisentetik ikizlenme gösterirler.



Şekil 5 Selimiye formasyonu kumtaşlarının tectonosedimanter sınıflaması (Dickinson, 1982).

Figure 5 Tectonosedimentary classification of Selimiye formation sandstones (Dickinson, 1982).

Kayaç parçaları: Kayaç parçaları kumtaşlarının en bol bulunan bileşenidir. İnce kesitlerde belirlenen oranları % 54-71 arasında değişir. Magmatik kayaç parçaları tortul kayaç parçalarına göre daha fazladır.

Bağlayıcı: Kumtaşlarında hem kil hem de karbonat bağlayıcının varlığı görülmektedir. Her ikisinde de taneler sıkı bir şekilde bağlanmışlardır.

Ağır Mineraller: Piroksen, klorit, biyotit, muskovit ve opak mineraller kumtaşları içerisinde saptanan ağır minerallerdir. Bunların içerisinde en yaygın olanı kloritlerdir.

Kil Mineralleri: Formasyonda belirlenen kil mineralleri klorit, illit ve kaolinitir. Bunların içerisinde en bol bulunanı klorit olup formasyonun alt düzeylerinden üste doğru artmaktadır. Kaolinitler ise yalnızca üst düzeylerde görülürler.

KUMTAŞLARININ ADLAMASI

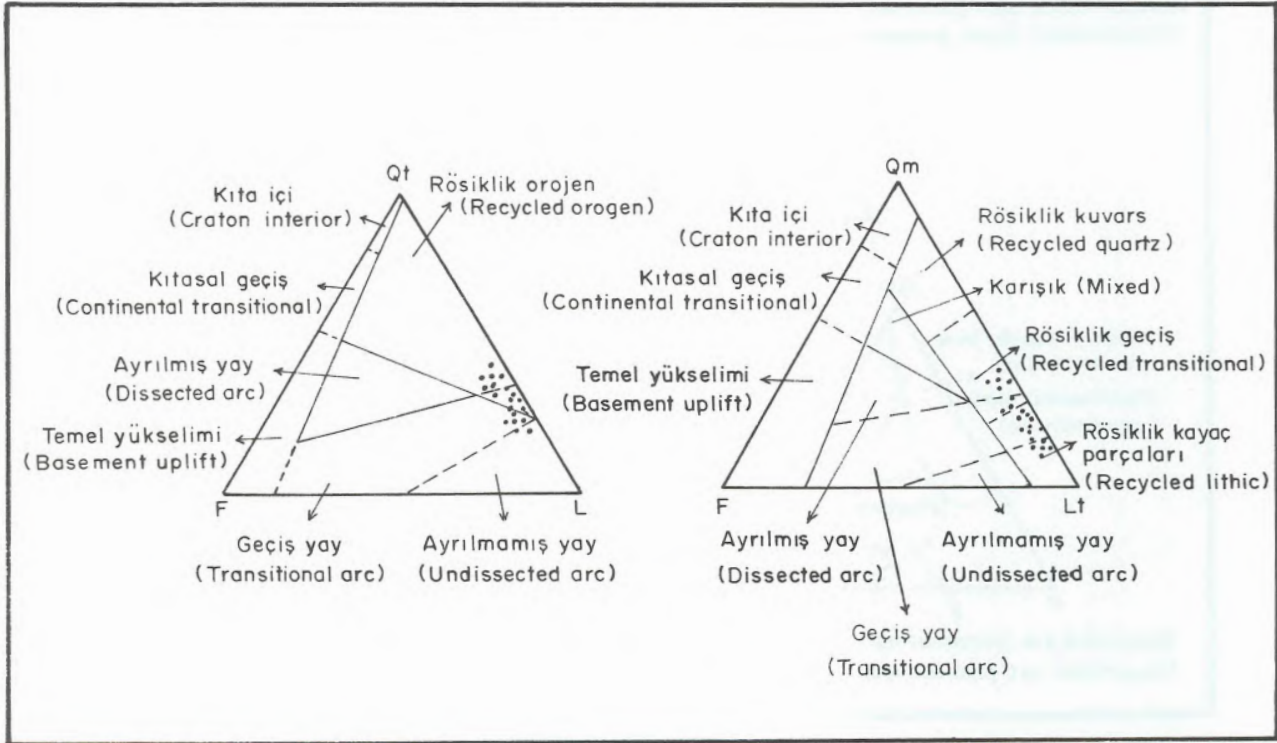
Selimiye formasyonundan alınan ölçülü dikme kesitte kumtaşları çoğunlukla istifin orta ve üst düzeylerinde bulunurlar. Bunlar genellikle kötü boylanmalı ve ince-orta tanelidir. Kumtaşlarını adlandırmak için değişik araştırmacıların kumtaşı sınıflandırma üçgen diyagramlarından yararlanılmıştır.

Kumtaşlarının Van Andel (1958)'e göre grovak, Travis (1970)'e göre kayaç parçalı kumtaşı, Folk ve diğ., (1970)'e göre ise litarenit olduğu belirlenmiştir (Şekil 4). Adlandırmalardan da görüldüğü gibi kumtaşlarında kayaç parçaları ve kuvarslar oldukça fazladır. Feldispat içeriği diğerlerine oranla daha az bulunmaktadır.

KLASTİK PETROFASİYESLER

Genel olarak kumtaşını oluşturan taneler, rösiklik orojen kaynağı, kıtasal kabuk blok kaynağı ve magmatik yay ve kaynaklarına aittir. Adı geçen kaynaklar Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982)'in geliştirdikleri QFL, QmFLt ve QpLvLs üçgen diyagramları ile belirlenebilmektedirler. Bu diyagramlarda yer alan kıtasal kabuk kaynak alanları eski orojenik alanların aşındırılarak denizel ortamlarda çöktikleri bölgelerde oluşmaktadır. Magmatik yaylar; metamorfik, derinlik ve volkanik kayaçların bulunduğu alanlardır. Rösiklik orojen kaynak alanları ise tortul kayaçların egemen olduğu fakat içinde magmatik kayaçların da bulunduğu kıvrımlı ve bindirmeli bölgelerdir.

Bolucan (Zara-Sivas) yöresinde Selimiye formasyonu kumtaşları yukarıda adı geçen üçgen diyagramlarına uygulanmıştır (Şekil 5). Kumtaş-



Şekil 6 Selimiye, formasyonu kumtaşlarının geçiş provenansları (Dickinson ve diğ., 1983).

Figure 6 Transitional provenance of Selimiye formation sandstones (Dickinson et al, 1983).

larının QFL üçgen diyagramında rösiklik orojen kaynağı ile magmatik yay kaynağı arasındaki alanda bulunduğu belirlenmiştir. QmFLt üçgen diyagramında ise kumtaşları rösiklik orojen kaynak alanında kalmaktadır. QpLvLs üçgen diyagramında da noktaların büyük bölümü yay orojen kaynak alanında, daha az bölümü ise çarpışan orojenler kaynağı alanında yer alır.

Kumtaşları, Dickinson ve diğ., (1983)'nin geliştirdiği QtFL üçgen diyagramında geçiş yay alanında bulunurken, QmFLt diyagramında da rösiklik kayaç parçaları alanı içerisinde (Şekil 6).

SONUÇLAR

- Bolucan (Zara-Sivas) yöresinde Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu kumtaşları klorit, illit, kaolinit gibi kil mineralleri ile piroksen, klorit, muskovit, biyotit ve demir oksitçe zengin ağır mineraller içerirler.

- Kumtaşları Van Andel (1958)'e göre grovak, Travis (1970)'e göre kayaç parçalı kumtaşı, Folk ve Diğ., (1970)'e göre ise litarenit şeklinde tanımlanmıştır.

- Kumtaşlarını oluşturan kırıntılılar Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982)'in klastik petrofasiyes sınıflamasına göre karışık ve rösiklik orojen kaynak alanları ile yay orojen kaynaklarından türemişlerdir.

KATKI BELİRTME

Katkılarında dolayı Orhan Tatar ve Kemal Gürbüz (Keele Üniversitesi-İngiltere) ile Veli Kayaoğlu (C.Ü.)'na teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Artan, Ü., ve Sestini, G., 1971, Sivas-Zara-Beypınarı bölgesinin jeolojisi: MTA Derg., 76, 80-97.

Arpat, E., 1964, Gürlevik Dağı bölgesinin genel jeolojisi ve petrol imkanları: MTA Rap. No: 4180 (yayınlanmamış)

Baykal, F., ve Erentöz, C., 1966, İzahlı 1/500 000 ölçekli Sivas paftası: MTA yayını, 116 s.

Blumenthal, M., 1937, Kangal ile Divriği arasındaki mıntıkada başlıca jeolojik hatlar: MTA Rap. No: 568 (yayınlanmamış).

Demirmen, F., 1965, Sincan (Zara-Divriği) bölgesinin jeolojisi: MTA Rap. No: 5127 (yayınlanmamış).

Dickinson, W.R., and Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone composition: A.A.P.G. Bull., 63, 2164-2182.

Dickinson, W.R., 1982, Composition and sandstone in circum pasific subduction complexes and fore-arc bassins: A.A.P.G. Bull, 66, 121-127.

Dickinson, W.R., Beared, L.S., Brankenrdge, G.R., Erjavec, J.A., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 222-235.

Folk, R.L., Andrews, and Lewis, D.W., 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use New Zeland: N.Z.J. Geol. Geops., 12.

Gökçen, S.L., 1981, Zara-Hafik güneyindeki paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleocoğrafik evrimi: Yerbilimleri, 8, 1-25.

Gökçen, S.L., 1982, Zara-Hafik (SE Sivas) ve Refahiye (SW Erzincan) bölgeleri Eosen filişinin sedimenter petrolojik karşılaştırılması: Yerbilimleri, 9, 141-147.

Gökçen, S.L., and Kelling, G., 1985, Oligocene deposits of the Zara-Hafik region (Sivas-Central Turkey): Evolution from storm-influenced shelf to evaporitic basin: Geologische Rundschau 74/1, 139-153.

Kurtman, F., 1961, Sivas-Divriği arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seri hakkında müşahedeler: MTA Derg., 56, 14-25.

Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: MTA Derg., 80, 1-32.

Nebert, K., 1956, Sivas Vilayetinin Zara-İmranlı mıntıkasındaki jips serisinin stratigrafik durumu hakkında: MTA Derg., 48, 76-82.

Norman, T., 1964, Celalli (Hafik) bölgesinin genel jeolojisi: MTA Rap., No: 4114, (yayınlanmamış).

Travis, R.D., 1970, Nomenclature for sedimentary rock: A.A.P.G. Bull., 54, 1095-1107.

Van Andel, T.J.H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstone of Western Venezuela: A.A.P.G. Bull., 42, 734-763.

ÇAMBAŞI (TRABZON-ÇAYKARA) BARAJ YERİ TEMEL KAYASININ JEOMEKANİK ÖZELLİKLERİ*

Geomechanical properties of foundation rock of the Çambaşı (Trabzon-Çaykara) dam site

Fikri BULUT K.T.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, TRABZON

Fikret TARHAN K.T.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, TRABZON

ÖZ: Çambaşı baraj yeri, Trabzon iline bağlı Çaykara ilçesinin 7 km güneyinde, Solaklı Deresi üzerinde bulunmaktadır. Baraj yeri temel kayasını metabazalt oluşturmaktadır.

Bu araştırmada, metabazaltın litolojik, yapısal, fiziksel, mekanik ve elastik özellikleri saha ve laboratuvar çalışmalarıyla belirlenmiştir.

Saha ve laboratuvar bulguları kullanılarak metabazalt, mühendislik amaçları için değişik açılardan sınıflandırılmıştır. Bu sınıflandırmalara göre, metabazalt genellikle orta ve iyi kaliteli, sık çatlaklı, düşük poroziteli, çok sert, yarı ve az geçirimli, yüksek ve çok yüksek dirençli ve orta modül oranlıdır. Ayrıca metabazaltın içerdiği süreksizlikler orta ve geniş açıklıklı olup, yüzeyleri hafif ve orta pürüzlüdür.

Metabazaltın fiziksel, mekanik ve elastik özellikleri arasında genellikle lineer ilişkiler bulunmaktadır. Bu özelliklere göre hesaplanan maksimum anizotropi değerleri, metabazaltın izotrop kabul edilebileceğini göstermektedir.

ABSTRACT: Çambaşı dam site is located on the river of Solaklı, 7 km south of Çaykara town in the province of Trabzon. Foundation rock of the dam site is metabasalt.

In this investigation, lithological, structural, physical, mechanical and elastic properties of this metabasalt have been determined on the basis of field and laboratory works.

Using the results obtained from the field and laboratory investigations, the metabasalt has been classified for various engineering purposes. According to these classifications, it is generally medium and well in quality, densely jointed, low in porosity, stiff and very stiff, semi and poorly permeable, highly and extremely strong and average modulus ratio. In addition, the discontinuities in the metabasalt are intermediately and wide apertured, and their surfaces are slight and medium in roughness.

There are generally linear relations among physical, mechanical and elastic characteristics of the metabasalt. Maximum anisotropy values computed through these properties show that it can be accepted as isotropic in nature.

GİRİŞ

Çambaşı baraj yeri, Doğu Karadeniz Havzasında, Trabzon iline bağlı Çaykara ilçesinin 7 km güneyinde ve Solaklı Deresi üzerinde bulunmaktadır (Şekil 1).

Çambaşı barajının temelden yüksekliği 118 m, kret uzunluğu 209 m, tipi ise çift eğrili ince kemer olarak planlanmıştır. Barajda depolanacak suyun iletim tüneli ve denge bacası yardımıyla hidroelektrik santralına düşürülmesiyle yılda 180 milyon Kwh enerji üretimi öngörülmektedir (DSİ XXII. Bölge Müd. Rap.).

Bu araştırmada, baraj yeri temel kayasının

jeolojik, fiziksel, mekanik ve elastik özellikleri saha ve laboratuvar çalışmalarıyla incelenmiştir. Saha çalışmalarında, yüzeylenmelerden ve baraj yerinde DSİ. XXII. Bölge Müdürlüğüne açılan araştırma sondaj ve galerilerden yararlanılmıştır. Laboratuvar çalışmalarında ise baraj yerinden alınan kaya bloklarından birbirine dik yönde çıkartılan karot örnekleri kullanılmıştır. Karot örnekleri üzerinde yapılan deneylerde Türk Standartları esas alınmıştır. Saha ve laboratuvar çalışmalarıyla, önce, baraj yeri temel kayasının mühendislik özellikleri belirlenmiş, daha sonra bu özelliklere göre temel kayası mühendislik amaçları için değişik açılardan sınıflandırılmıştır.

* Bu araştırma Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi, 6. Mühendislik Haftasında bildiri olarak sunulmuştur.

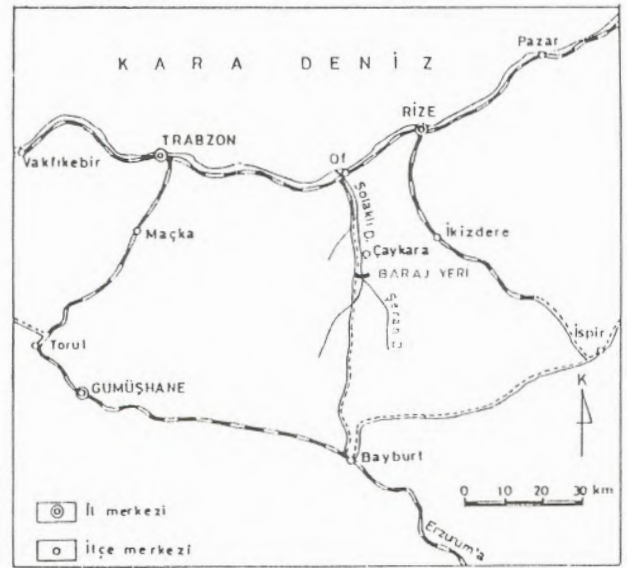
BARAJ YERİ KAYAÇLARININ JEOLÖJİK ÖZELLİKLERİ

Litolojik Özellikler

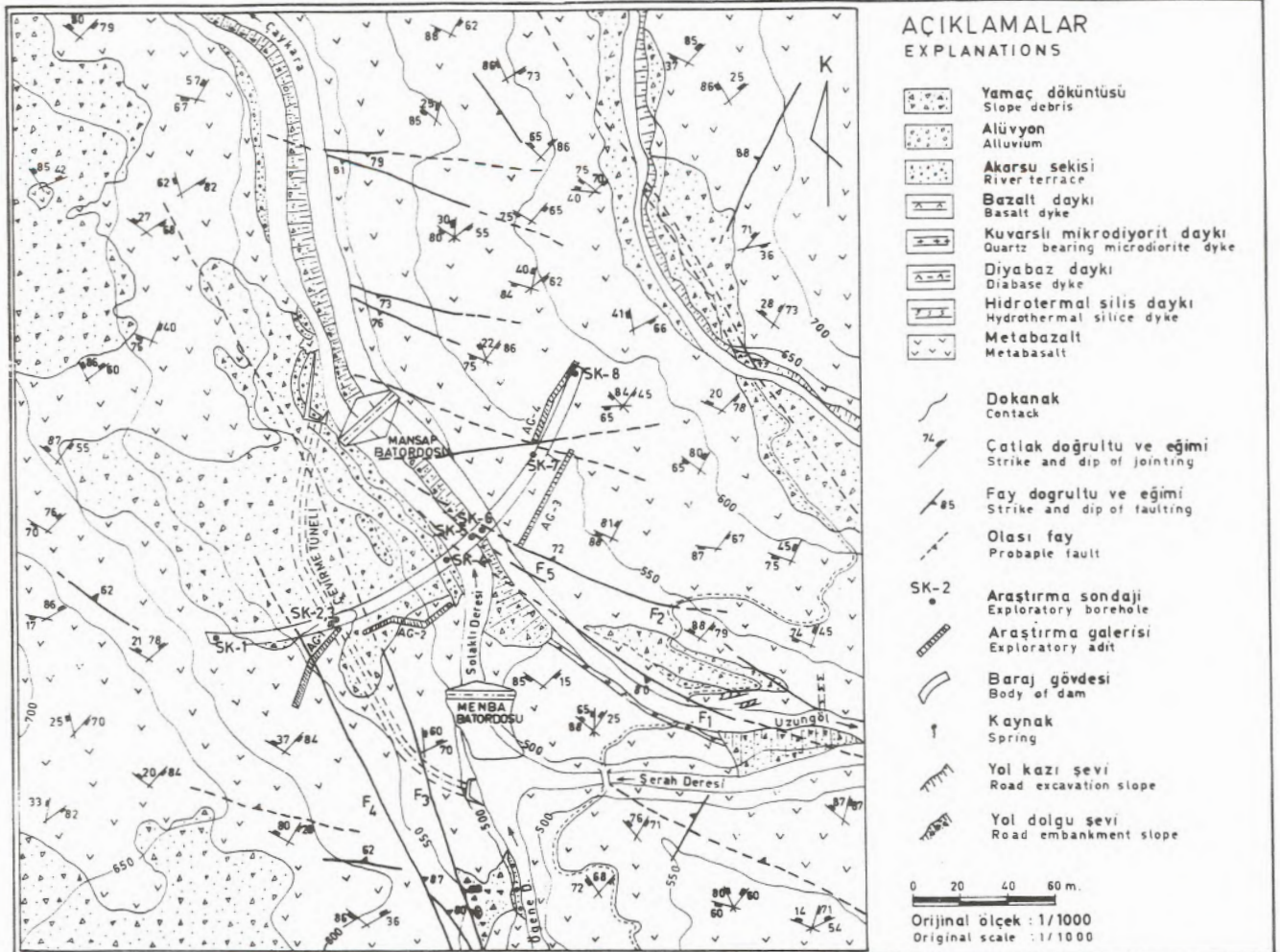
Çambaşı baraj yerinde metabazalt, dayklar, akarsu sekisi, alüvyon ve yamaç döküntüsü yüzeylenmektedir (Şekil 2).

Metabazalt; yeşilimsi gri renkte, ince taneli, sert boşluksuz ve çatlaklıdır. Bol miktarda epidot ve pirit, saçınım halinde de pirotin, kalkopirit, çinkoblend mineralleri içerir. Metabazalt içerisinde çoğunlukla ağ şeklinde kalsit, pirotin ve hidrotermal silis damarları bulunmaktadır. Metabazalttan alınan örneklerin ince kesitlerinde aktinolit, epidot, albitleşmiş plajiyoklaz, klorit, kalsit, zeolit ve opak minerallerin; kloritleşmiş, kalsitleşmiş bir hamur maddesi içerisinde yer aldıkları gözlenir.

Metabazaltın yer yer metatüf seviyeleri içerdiği mikroskobik incelemeler sonucu anlaşılmıştır. Bunlar makroskopik olarak metabazalttan ayırt edilemezler. Metatüflerin ince kesitlerinde, çok ince taneli bir hamur maddesi içerisinde yer yer



Şekil 1 Baraj yerinin konum haritası.
Figure 1 Location map of the dam site.



Şekil 2 Baraj yerinin jeoloji haritası.

Figure 2 Geological map of the dam site.

kırılmış ve parçalanmış plajiyoklaz kristal parçaları, çok bol miktarda epidot mineralleri ve az miktarda da ikincil olarak oluşmuş zeolit ve kalsit mineralleri izlenmektedir.

Metabazalt, diyabaz, kuvarslı mikrodiyorit, bazalt ve hidrotermal silis daykları tarafından kesilmiştir.

Akarsu sekileri; Solaklı ve Ögene derelerinin sol, Şerah deresinin ise sağ yamacında yüzeylenirler (Şekil 2). Seki malzemesi genellikle bazalt, metabazalt ve granit blok, çakıl kum ve siltlerinden oluşmuştur. Sekilerin görünür kalınlığı 5 m kadardır.

Alüvyonlar; Solaklı, Şerah ve Ögene derelerinin vadi tabanlarında yer alırlar. Alüvyon malzemesi, seki malzemesiyle aynı özelliktedir. Alüvyon malzemesinin kalınlığı, baraj yerinde, dere yatağında açılan sondajlardan sağlanan verilere göre, 13.50 16.35 m arasında değişmektedir.

Yamaç döküntüleri; baraj yerinin yamaçlarında izlenirler. Çoğunlukla köşeli-sivri köşeli metabazalt bloklarından oluşmuşlardır. Yamaç döküntülerinin kalınlığı, sondaj verilerine göre 1-7.5 m arasında değişmektedir.

Yapısal Özellikler

Baraj yerindeki kayaçların yapısal unsurlarını çatlaklar ve faylar oluşturmaktadır. Egemen çatlaklar K65B/80GB; K10B/20GB; K32D/65GD doğrultu ve eğimindedirler. Baraj yerinde izlenen faylar gravite faylarıdır. Bunların en önemlileri F1, F2, F3, F4 simgeleri ile gösterilmiştir (Şekil 2). F1 ve F2 fayları baraj yerinin sağ, F3 ve F4 fayları ise sol yamacında bulunurlar. Yapısal unsurların (süreksizliklerin) diğer özellikleri aşağıda sunulmuştur

Kaya Kalitesi Özelliği (% RQD)

Baraj yerindeki metabazaltın Kaya Kalitesi Özelliği sondaj karotları ve galerilerden sağlanan veriler kullanılarak, Deere (1963) ve Priest and Hudson (1976) tarafından verilen eşitlikler yardımıyla hesaplanmış ve elde edilen sonuçların dağılımı Tablo 1'de verilmiştir.

Tablo 1 incelendiğinde metabazaltın genellikle "orta" ve "iyi" kaliteli kaya sınıfında yer aldığı görülmektedir.

Çatlak Ara Uzaklığı ve Açıklığı

Metabazaltın içerdiği en önemli süreksizlikleri çatlaklar oluşturur. Çatlak ara uzaklığı ve açıklığı yüzeylenmelerde ve galerilerde ayrı ayrı ölçülmüştür. Daha sonra, ölçülen çatlak ara uzaklığı ve çatlak açıklığı değerleri belirli aralıklarla gruplandırılmış ve dağılımları incelenmiştir (Tablo 2-3).

Tablo 1 Metabazaltta RQD değerlerinin dağılımı.
Table 1 Distribution of RQD values in the metabasalt.

Kaya türü		Metabazalt	
Ölçüm yeri		Galeri duvarları	Sondaj karotları
Sınıflandırma (Deere, 1963)		RQD değerlerinin % dağılımı	
Kaya kalitesi tanımı	RQD(%)		
Çok kötü	<25	4.55	12.9
Kötü	25-50	3.41	18.0
Orta	50-75	23.68	29.7
İyi	75-90	37.15	28.9
Çok iyi	90-100	30.68	10.5

Tablo 2 Metabazaltta çatlak ara uzaklığı değerlerinin dağılımı.

Table 2 Distribution of joint spacing values in the metabasalt.

Kaya türü		Metabazalt	
Ölçüm yeri		Yüzeylenmeler	Galeriler
Sınıflandırma (Deere, 1963)		Çatlak ara uzaklığı değerlerinin % dağılımı	
Tanımlama	Çatlak ara uzaklığı (cm)		
Çok sık	< 5	14.2	7.6
Sık	5-30	79.3	68.2
Orta	30-100	5.4	20.5
Seyrek	100-300	1.1	3.7
Çok seyrek	300	-	-

Tablo 2 de görüldüğü gibi metabazalt "sık" çatlaklı kaya sınıfına girmektedir.

Tablo 3 teki dağılımlar ISRM (Lama ve Vutukuri, 1978) tarafından çatlak açıklığına göre verilen sınıflandırma ile karşılaştırıldığında, metabazaltın içerdiği çatlakların çoğunlukla "orta" ve "geniş" açıklıklı oldukları anlaşılmaktadır.

Süreksizlik Dolguları

Metabazaltın içerdiği süreksizlikler yüzeyde çoğunlukla dolgusuz olmasına karşın, yeraltında dolguludurlar. Süreksizliklerdeki dolgu malzemesi türü kil, kayaç kırıntısı, ve hidrotermal silistir. DTA analizi sonuçlarına göre montmorillonit

Tablo 3 Metabazaltta çatlak açıklığı değerlerinin dağılımı.
Table 3 Distribution of joint aperture values in the metabasalt.

Kaya türü		Metabazalt	
Ölçüm yeri		Yüzeylenmeler	Galeriler
Sınıflandırma (ISRM, 1975)		Çatlak açıklığı değerlerinin % dağılımı	
Tanımlama	Çatlak açıklığı (mm)		
Çok sıkı	0,1	-	-
Sıkı	0,1-0,5	-	1.7
Orta	0,5-2,5	57.6	83.6
Geniş	2,5-10	33.1	12.6
Çok geniş	> 10	9.3	2.1

türünde olan killer, yer yer kayaç kırınular içerirler. Killerin kalınlığı 1-30 cm arasında değişmektedir. Kalsit çoğunlukla ağ, bazen de kalınlığı 1-15 mm arasında değişen damarlar şeklindedir. Hidrotermal silis de çoğunlukla ağ, yer yer de kalınlığı 1-45 cm arasında değişen damarlar şeklinde izlenir.

Süreksizlik Yüzeylerinin Pürüzlülüğü

Süreksizlik yüzeylerindeki pürüzlülüğün saptanmasında Piteau (1973) nun saha gözlemlerine dayanan sınıflaması, süreksizlik yüzeylerindeki dalgalanma açılarının belirlenmesinde ise Mogilevskaya (1974) nin önerdiği yöntem kullanılmıştır.

Metabazaltın içerdiği süreksizliklerin yüzeyleri genellikle hafif ve orta pürüzlüdür. Süreksizlik yüzeylerindeki minimum dalgalanma açısı 2°, maksimum dalgalanma açısı 6°, ortalama dalgalanma açısı ise 4° olarak hesaplanmıştır.

METABAZALTIN FİZİKO-MEKANİK ÖZELLİKLERİ

Metabazaltın fiziksel, mekanik ve elastik özellikleri, baraj yerinden alınan değişik boyutlu kaya bloklarının birbirine dik yüzeylerinden çıkan karot örnekleri üzerinde TSE esaslarına göre yapılan deneylerle saptanmıştır.

Metabazaltın Fiziksel Özellikleri

Metabazaltın fiziksel özelliklerinden indeks özellikleri, sertliği ve geçirgenliği belirlenmiştir. Ayrıca, elastik dalganın metabazalt içerisindeki boyuna yayılma hızı saptanmıştır.

İndeks Özellikleri

Metabazaltın özgül ağırlığı (d), kuru birim hacim ağırlığı (Δk), doymun birim hacim ağırlığı (Δd), yoğunluk derecesi (k), porozitesi (p), ağırlıkça su emmesi (as), hacimce su emmesi (hs) ve doymunluk derecesi (S) laboratuvarında yapılan deneylerle saptanmış ve elde edilen sonuçların ortalaması Tablo 4 te verilmiştir

Tablo 4 Metabazaltın indeks özelliklerinin ortalama değerleri.

Table 4 Mean values of index properties of the metabasalt.

KAYA TÜRÜ	İNDEKS ÖZELLİKLERİ							
	δ	Δ_k (gr/cm ³)	Δ_d (gr/cm ³)	k (%)	p (%)	as (%)	hs (%)	S (%)
Metabazalt	2,90	2,83	2,84	97	2,44	0,10	0,27	15,23

Sertlik (R)

Metabazaltın sertliği, Erguvanlı (1980) tarafından verilen yöntem kullanılarak kaya bloklarında, sondaj karotları üzerinde ve galeri duvarlarında N tipi Schmidt çekici ile ölçülen geritepme sayılarına göre belirlenmiş ve elde edilen sonuçların ortalaması Tablo 5 te gösterilmiştir.

Tablo 5 Metabazaltta Schmidt çekici geritepme sayılarının ortalama değerleri.

Table 5 Mean values of Schmidt Hammer Rebound numbers in the metabasalt.

Ölçüm Yeri	Geritepme Sayısı Ortalaması
Kaya blokları	54
Sondaj karotları	49
Galeri duvarları	59

Tablo 5 incelendiğinde, geritepme sayılarının ortalaması kaya bloklarında 54, sondaj karotlarında 49, galeri duvarlarında ise 59 olduğu görülmektedir. Bu değerlere göre metabazalt, De Beer (1967) tarafından Schmidt çekici geritepme sayısına göre yapılan kaya sınıflamasında "çok sert" kaya sınıfında yer almaktadır.

Geçirgenlik

Baraj yerinde metabazalt ve alüvyon yüzeylenmektedir. Metabazaltın geçirgenliği baraj yerinde açılan sondajlarda yapılan tek lastik basınçlı su, alüvyonun geçirgenliği ise sızma deneyleri yardımıyla saptanmıştır.

Metabazalt ve alüvyona ilişkin geçirgenlik katsayılarının hesaplanmasında U.S. Bureau of Reclamation (1951) tarafından önerilen matematiksel eşitlikler kullanılmış ve elde edilen sonuçların dağılımı Tablo 6 da verilmiştir.

Tablo 6 Metabazalt ve alüvyonun geçirgenlik katsayısı değerlerinin dağılımı.
Table 6 Distribution of permeability coefficient values of the metabasalt and alluvium.

Kaya Niteliği		Geçirimsiz	Az Geçirimli	Yarı Geçirimli	Geçirimli	Çok Geçirimli
Metabazalt	Geçirgenlik Katsayısı değerlerinin % dağılımı	6.72	27.27	43.48	18.97	3.56
Allüvyon		-	-	-	-	100

Tablo 6 da görüldüğü gibi, baraj yerindeki metabazalt geçirgenlik açısından genellikle "az" ve "yarı" geçirimli, alüvyon ise çok geçirimlidir.

Elastik Dalga Yayılma Hızı

Elastik boyuna dalganın metabazalt içerisindeki yayılma hızı, laboratuvarında DIGI-EG-C2 ultrasonik deney aleti yardımıyla, elastik dalganın kuru ve doymun karot örneklerini geçme zamanları ölçülerek hesaplanmış ve elde edilen sonuçlar Tablo 7 de sunulmuştur.

Tablo 7 Elastik dalganın kuru ve doymun metabazalt içerisindeki yayılma hızlarının ortalama değerleri.
Table 7 Mean values of propagation velocities of elastic wave in the metabasalt.

Kaya türü	Blok yüzeyi	V _{lk} (m/sn)	S.Sap.	Genel ort. (m/sn)	En fazla anizotropi	V _{ld} (m/sn)	S.Sap.	Genel ort. (m/sn)	En fazla anizotropi
Metabazalt	A	4729	89,31	4715	1,01	4897	95,21	4914	1,01
	B	4738	112,27			4909	81,60		
	C	4679	84,61			4936	91,08		

V_{lk}: Kuru metabazalt içerisindeki yayılma hızı.

V_{ld}: Doymun metabazalt içerisindeki yayılma hızı.

Tablo 7 incelendiğinde, elastik boyuna dalganın kuru haldeki metabazalt içerisindeki yayılma hızı ortalaması 4717 m/sn, doymun haldeki metabazalt içerisindeki yayılma hızı ise 4915 m/sn olduğu görülmektedir.

Metabazaltın Mekanik ve Elastik Özellikleri

Baraj yeri temel kayasını oluşturan metabazaltın mekanik ve elastik özelliklerinden nokta yük, basınç ve çekme dirençleri, statik ve dinamik elastisite modülleri ve Poisson oranı saptanmıştır.

Nokta Yük Direnci I_{s(50)}

Metabazaltın nokta yük direnci, baraj yerinde açılan sondajlardan alınan karot örnekleri, araşır-

ma galerilerinden alınan şekilsiz örnekler ve kaya bloklarından laboratuvarında çıkarılan karot örnekleri üzerinde Bieniawski (1975) ve Türk (1986) tarafından verilen metodlar gözönüne alınarak yapılan deneylerle ayrı ayrı belirlenmiştir.

Deney sonuçlarına göre, sondaj karotlarından elde edilen nokta yük direnci ortalama 90 kg/cm², şekilsiz örneklerden elde edilen nokta yük direnci ortalaması 96 kg/cm²,kaya bloklarından çıkarılan karot örneklerinden sağlanan nokta yük direnci ortalaması ise 112 kg/cm² dir. Ortalama değerler gözönüne alındığında, metabazaltın Bieniawski (1973) tarafından nokta yük direncine göre verilen kaya sınıflamasında "çok yüksek" dirençli kaya sınıfına girdiği anlaşılmaktadır.

Tek Eksenli Basınç Direnci (σ_b)

Metabazaltın tek eksenli basınç direnci, kaya bloklarından çıkarılan karot örnekleri üzerinde gerçekleştirilen deneylerle araştırılmış ve deney sonuçlarına göre hesaplanan değerler Tablo 8'de gösterilmiştir.

Tablo 8 Metabazaltın tek eksenli basınç direnci ortalama değerleri.
Table 8 Mean values of unconfined compressive strength of the metabasalt.

Kaya türü	Blok yüzeyi	Deney sayısı	σ _b (kg/cm ²)	S.sapma	Genel ort. (kg/cm ²)	En fazla anizotropi
Metabazalt	A	44	2438	362,05	2480	1,05
	B	39	2439	409,67		
	C	26	2562	247,76		

Tablo 8'de görüldüğü gibi, metabazaltın tek eksenli basınç direnci ortalaması 2480 kg/cm²'dir. Bu ortalama değer metabazaltın Deere (1968) in tek eksenli basınç direncine göre verdiği kaya sınıflamasında, "çok yüksek" dirençli kaya sınıfında yer aldığı göstermektedir.

Çekme Direnci (σ_c)

Metabazaltın çekme direnci, kaya bloklarından çıkarılan karot örnekleri üzerinde indirekt çekme (Brazilian) deneyi yapılarak belirlenmiş ve elde edilen sonuçlar Tablo 9'da verilmiştir.

Tablo 9 Metabazaltın çekme direnci ortalama değerleri.
Table 9 Mean values of indirect tensile strength of the metabasalt.

Kaya türü	Blok yüzeyi	Deney sayısı	σ _c (kg/cm ²)	S.sapma	Genel ort. (kg/cm ²)	En fazla anizotropi
Metabazalt	A	33	250	25,60	251	1,07
	B	28	243	26,30		
	C	31	259	23,03		

Tablo 9 incelendiğinde, metabazaltın çekme direnci ortalamasının 251 kg/cm² olduğu anlaşılmaktadır.

Üç Eksenli Basınç Direnci

Metabazaltın kayma direnci parametrelerini (kohezyon ve içsel sürtünme açısı) saptamak amacıyla, kaya bloklarından çıkarılan 31 mm çaplı karot örnekleri üzerinde üç eksenli basınç direnci deneyi yapılmıştır. Daha sonra, bu deney sonuçları ile çekme ve tek eksenli basınç direnci ortalama değerleri kullanılarak metabazalta ilişkin Mohr Daireleri çizilerek, kırılma zarfları elde edilmiştir (Şekil 3). Kırılma zarfları yardımıyla da metabazaltın kohezyon (C) ve içsel sürtünme açısı (ϕ) değerleri bulunmuştur. Şekil 3 incelendiğinde, metabazaltın içsel sürtünme açısı ortalaması 56° , kohezyon ortalaması ise 402 kg/cm^2 olduğu anlaşılmaktadır.

Dinamik Elastisite Modülü (E_d)

Metabazaltın dinamik elastisite modülü, Youash (1970) tarafından silindirik örnekler için önerilen eşitlik kullanılarak hesaplanmış ve elde edilen değerlerin ortalaması Tablo 10'da sunulmuştur.

Tablo 10'da görüldüğü gibi, metabazaltın dinamik elastisite modülü ortalaması $6,4 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$ dir. **Statik Elastisite Modülü (E_s) ve Poisson Oranı (ν)**

Metabazaltın statik elastisite modülü ve Poisson oranı kaya bloklarından çıkarılan karot örnekleri

Tablo 10 Metabazaltın dinamik elastisite modülü ortalama değerleri
Table 10 Mean values of dynamic elasticity modulus of the metabasalt

Kaya türü	Blok yüzeyi	Dinamik elastisite modülü ($\times 10^5 \text{ kg/cm}^2$)	S. sapma	Genel ort. ($\times 10^5 \text{ kg/cm}^2$)	En fazla anizotropi
Metabazalt	A	6,41	0,25	6,40	1,01
	B	6,44	0,43		
	C	6,35	0,39		

üzerinde yapılan deneylerle saptanmıştır. Deneylerde SM-60 D Strain Indicator ve SS-12 R Switching and Balancing Box aletleri ile boyları 5 ile 10 mm arasında değişen "strain gauge"ler kullanılmıştır. Deneyler sonunda elde edilen veriler yardımıyla gerilme-birim deformasyon grafikleri çizilerek metabazaltın statik elastisite modülü ve Poisson oranı hesaplanmış ve bulunan değerlerin ortalaması Tablo 11'de verilmiştir.

Tablo 11 Metabazaltın statik elastisite modülü ve Poisson oranı ortalama değerleri

Table 11 Mean values of static elasticity modulus and poisson ration of the metabasalt

Kaya türü	Blok yüzeyi	Deney sayısı	$E_s \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$ (ortalama)	$E_s \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$ (genel ort.)	ν (ortalama)
Metabazalt	A	6	7,07	7,19	0,27
	B	2	7,45		
	C	2	7,05		

Tablo 11 incelendiğinde, metabazaltın statik elastisite modülü ortalama $7,19 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$, Poisson oranı ortalaması ise 0,27 olduğu görülmektedir.

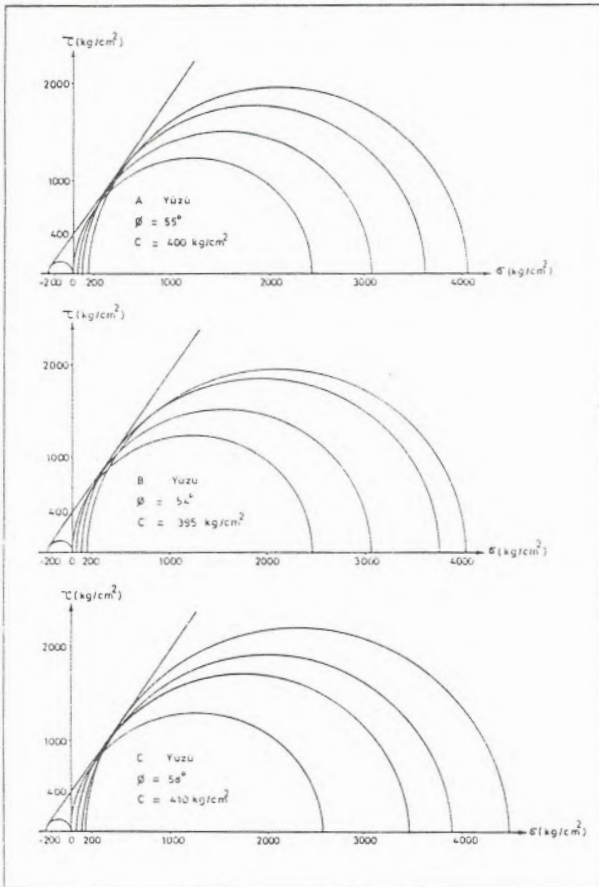
Statik elastisite modülünün saptanması için kullanılan karot örnekleri üzerinde, önce, dinamik elastisite modülünün belirlenmesi için deney yapılmıştır. Deney sonuçları kullanılarak hesaplanan dinamik elastisite modülü ortalaması $7,24 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$ dir.

FİZİKSEL, MEKANİK VE ELASTİK ÖZELLİKLER ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Metabazaltın fiziksel, mekanik ve elastik özellikler arasındaki ilişkiler, kaya bloklarından çıkarılan karot örnekleri üzerinde yapılan deneylerden elde edilen sonuçlar kullanılarak regresyon analizi ile araştırılmış ve elde edilen sonuçlar Şekil 4 ve 5'te verilmiştir.

Şekil 4 ve 5'te verilen grafikler incelendiğinde, metabazaltta; porozite-tek eksenli basınç direnci ile porozite-boyuna elastik dalga hızının yayılma hızı arasında lineer azalan, diğer özellikler arasında ise lineer artan ilişkilerin bulunduğu görülmektedir.

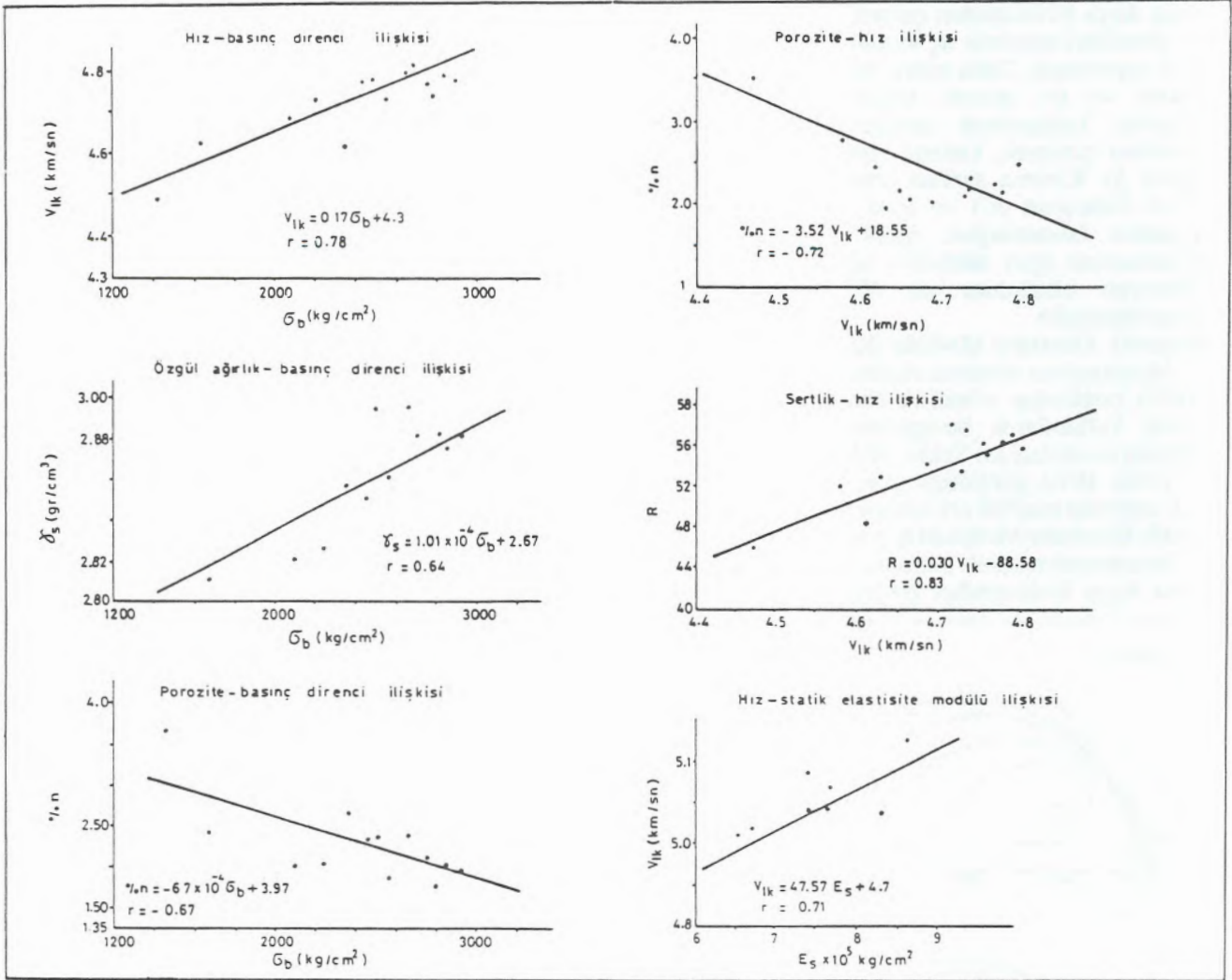
Ayrıca, deney sonuçlarının genel ortalama değerleri gözönüne alınır, dinamik elastisite modülü/statik elastisite modülü = 1.01, tek eksenli basınç direnci/nokta yük direnci = 22, tek eksenli basınç direnci/çekme direnci = 10 olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 3 Metabazalta ait Mohr daireleri ve kırılma zarfları.
Figure 3 Mohr circles and Mohr envelopes of the metabasalt.

Şekil 4 Metabazaltın fiziksel, mekanik ve elastik özellikleri arasındaki ilişkiler.

Figure 4 Relations between physical, mechanical and elastic properties of the metabasalt.



SONUÇLAR

Baraj yeri temel kayasını oluşturan metabazalt genellikle orta ve iyi kaliteli ve sık çatlaklıdır. Çatlaklar orta ve geniş açıklıklı olup, çatlak yüzeyleri hafif ve orta pürüzlüdür. Süreksizlik yüzeylerindeki dalgalanma açısı ortalaması 4 derecedir. Süreksizlikler çoğunlukla montmorillonit türü kil mineralleriyle dolguludurlar.

Metabazalt düşük poroziteli, çok sert, az ve yarı geçirimli, yüksek ve çok yüksek dirençli, orta modül oranlıdır.

Metabazalt, fiziko-mekanik özellikleri açısından izotrop kabul edilebilecek özelliktedir.

Metabazalt fiziksel, mekanik ve elastik özellikleri arasında lineer ilişkiler vardır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Bieniawski, Z.T., 1973, Engineering classification of jointed rock masses. The civil engineering in south Africa, Dec. 335-343.

Binciawski, Z.T., 1975, The point load test in geomechanical practise. Engineering Geol. 9, 1-11.

Bureau of Reclamation., 1951, Permeability tests using drill holes and wells. Geology Report No. G-97, Denver, USA.

De Beer, J.H., 1967, Subjective classification of the hardness of rocks and the associated shear strength. Proc. 4th Reg. Cong. Afri. Soil Mech. Found. Eng. 396-398, Capetown.

Deere, D.U., 1963, Technical description of rock cores for engineering purpose Rock. Mech. and Engng. Geol. 1, 16-22.

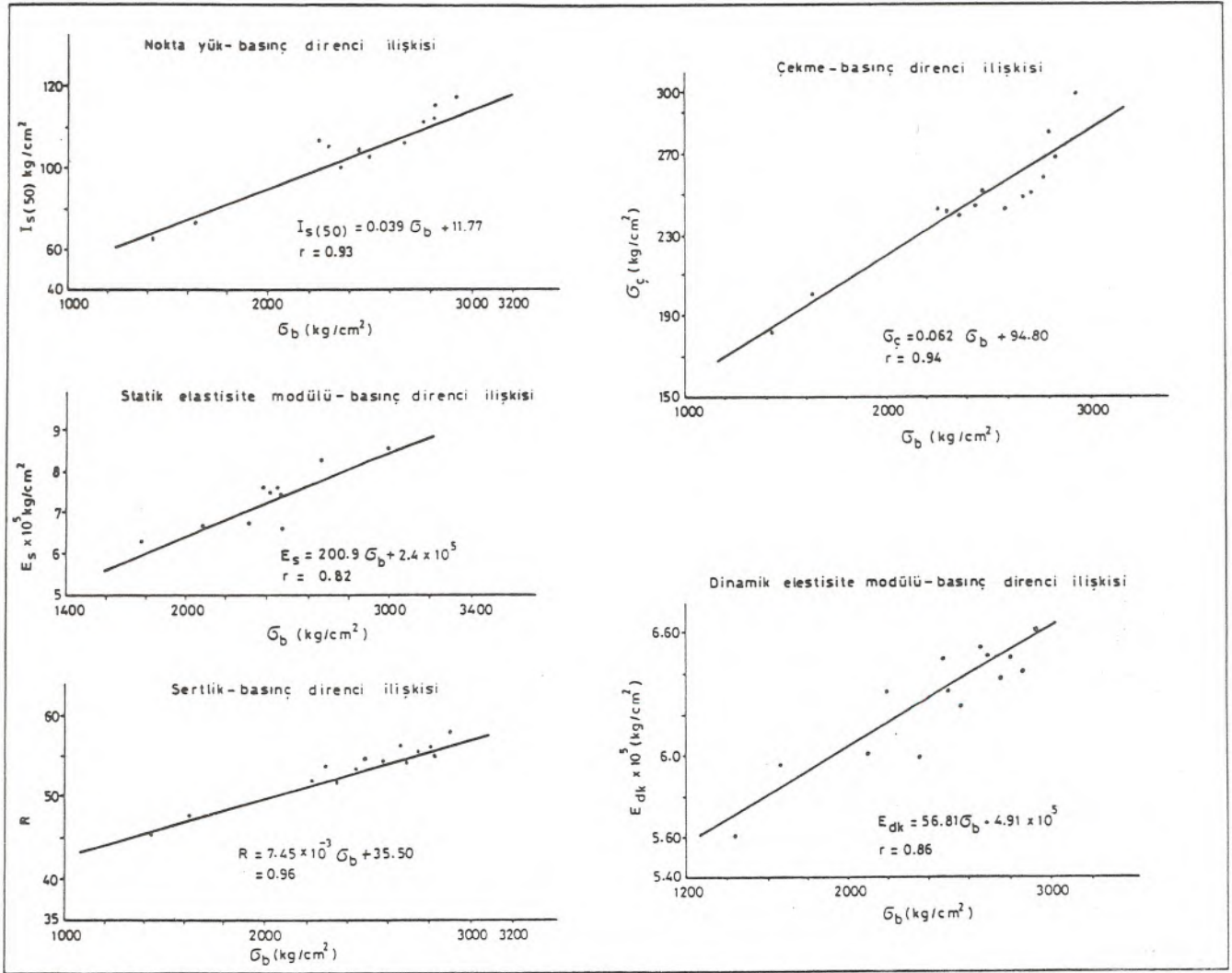
Deere, D.U., 1968, Geological considerations. Rock Mech. in Engng. practise. Wiley, 1-20, London, İngiltere.

DSİ, XXII. Bölge Müdürlüğü, 1984, Of-Solaklı Projesi, Çambaşı barajı Mühendislik Jeolojisi Planlama Raporu (yayınlanmamış), Trabzon.

Erguvanlı, K., 1980, Kayaçların sertlikleri, saptama.

Şekil 5 Metabazaltın fiziksel, mekanik ve elastik özellikleri arasındaki ilişkiler.

Figure 5 Relations between physical, mechanical and elastic properties of the metabasalt.



ma yöntemleri ve mühendislikte önemi. Müh. Jeol. Bül. S. 3, 2-6, İstanbul.

Lama, R.D. ve Vutukuri, V.S., 1978, Handbook on Mechanical Properties of Rocks. Vol. IV, Trans, Tech. Publ. Clausthal., 266.

Mogilevskaya, E.S., 1974, Morfology of joint surfaces in rock and its importance for engineering geological examination of dam foundations. The all-Union Scientific Research Institute of hydraulic engineering (VNIIG), Leningrad. Rusya.

Piteau, R.D., 1973, Characterizing and extrapolating rock joint properties in engineering practice. Rock Mech. Suppl. 2, 5-31.

Priest, S.D. ve Hudson, A.J., 1976, Discontinuity spacing in rock. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr. Vol. 13, 135-148.

TSE., Doğal yapı taşlarının muayene ve deney metodları. TS 699/Mart/1978. UDK. 691.2, Ankara.

TSE., Kayaçların tek eksenli basma dayanımlarının tayini. UDK 622.02, Ankara, 1975.

TSE., Kayaçların üç eksenli basma dayanımlarının tayini. UDK 622.02, Ankara, 1975.

TSE., Kayaçların elastisite modülünün ve Poisson oranının tek eksenli basma deneyi ile tayini. UDK 622.02, Ankara, 1975.

Türk, N., 1986, Nokta yükleme deneyi sonuçlarını değerlendirmek için önerilen yeni bir yöntem. Müh. Jeol. Bül. S. 9, İstanbul.

Youash, Y.Y., 1970, Dinamic physical properties of rock. Part-1, Theory and Producure. Proc. 2nd Cong. Int. Soc. Rock Mech. 171-183, Belgrade.

GÜNEY AFRİKA, PERMIYEN YAŞLI WITBANK KÖMÜR TABAKALARININ SEDİMANTOLOJİSİ VE JEOKİMYASI*

B. CAIRNCROS

R.J. HART

J.P. WILLIS

Çeviren: Ertem TUNCALI MTA Genel Müdürlüğü, Enerji Dairesi, ANKARA

ÖZ : Witbank kömür sahasında, kömür içeren Vryheid Formasyonunda yapılan sedimantolojik araştırmalar, Kömür/turba yatağının hem denizel, hemde denizel olmayan paleoyataklanma olaylarıyla ilgili olduğunu göstermiştir. Turba yığışımının son aşamasında bataklık denizel transgresyonla su basmasına uğramış, turba (kömür) üzerine çamur ve silt depolanmıştır. Üste gelen bu çökeller tipik denizel özelliktedir ve glokonitle birlikte denizel iz (ıcho) fosiller bir arada bulunur. Benzer stratigrafik durumlar, havzanın herhangi bir yerinde, turba bataklığının denizel olmayan fluvyal sistemler tarafından kaplanmasıdır ki buralarda iri kum ve çakıllar turba üzerinde yataklanmıştır. Bölgedeki 2, 4, 5 nolu kömür damarlarının jeokimyasal analizleri. Nötron aktivasyon analiz cihazı (INAA) ve X-Ray floresans spektrometrisi ile gerçekleştirilmiştir. Bu analizler, kömür jeokimyasının, sedimantolojik yorumların tamamlayıcısı olduğunu gösterir. Bor, klor, lityum ve brom gibi denizel çökeller içinde daha fazla yoğunlaşma eğiliminde olan elementler, denizel tabakalar tarafından örtülen kömürlerin üst kısımlarında, denizel olmayan fluvyal ardışıklar tarafından örtülen kömürlere göre daha fazla yoğunluk gösterir.

Bu açıklama, adı geçen elementlerin radyoaktiviteyi arttırdığını göstermez. Çok değişkenli diskriminant analizler kullanılarak, kömür tabakalarının iz element bileşimleri, bu tabakaların daha iyi tanınmasındaki yolları sağlamış olur. Spesifik bir sahadaki her bir kömür damarı parçası ona ait bir iz element bileşime dayanılarak, tanımlanmasına izin verir. Eğer, kömür sahasında bilinmeyen alanlar araştırılacak olursa, paleoyataklanmanın, stratigrafik dizilimine ilişkin bilgilerle birlikte, sayısal jeokimya analizleri kömürlerin daha çabuk tanınmasına yardımcı olur.

GİRİŞ VE METODLAR

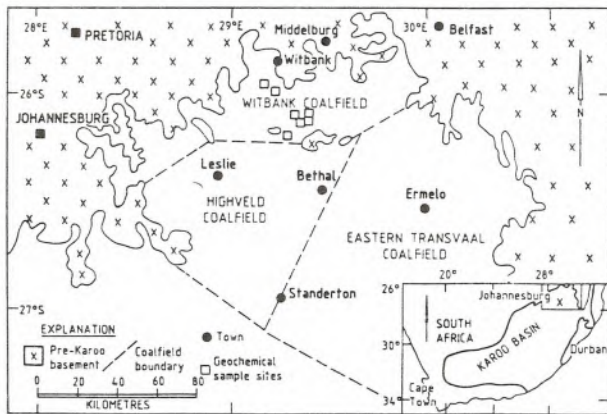
Güney Afrika'da Johannesburg'un yaklaşık 100 km kadar doğusunda bulunan Witbank kömür sahasında birkaç yıldan beri kömür (Şekil 1) ve komşu kayalar için sedimantolojik çalışmalar düzenlenmiştir. Bu kömür sahası, Cumhuriyet'in toplam kömür rezervlerinin 1/5 ini kapsar ve en büyük yatak olması nedeniyle ilin enerji ve ihracat rezervini sağlar.

Kömür içeren birimler Alt Permiyen yaşlıdır ve litostratigrafik özelliklerine göre Ecca Grubunun Vryheid Formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Kumtaşı, konglomera, silttaşı, şeyl ve diamiktit'ten oluşan istif içerisinde 6 adet kömür damarı vardır. Tüm formasyonun kalınlığı 200 m. yi nadiren aşar. Kömür Damarları tabanda (1), tavanda (6) olmak üzere numaralandırılmıştır ve bölgede 2, 4, 5 nolu damarlar işletilmektedir (Şekil 2).

* "International Journal of Coal Geology" Dergisinin Aralık 1990 da yayımlanan Vol: 16 No: 4 te 309-323'ncü sayfalar arasında yer alan makaleden çevrilmiştir.

Çeşitli disiplinlerin çalışmalarına ek olarak sedimantoloji ve jeokimya çalışmaları, çökel kayalar ve bunlarla birlikte bulunan kömürlerin yataklanma ortamlarının yorumlanması üzerine toplanmıştır. Elde edilen veriler, sonradan yataklanma ortamlarının oynadığı rolün tayin edilmesi ile, ilk olarak kömür damarının yayılım ve kalınlığı, ikinci olarak kömür kalitesinin tanımlanmasında kullanılmıştır.

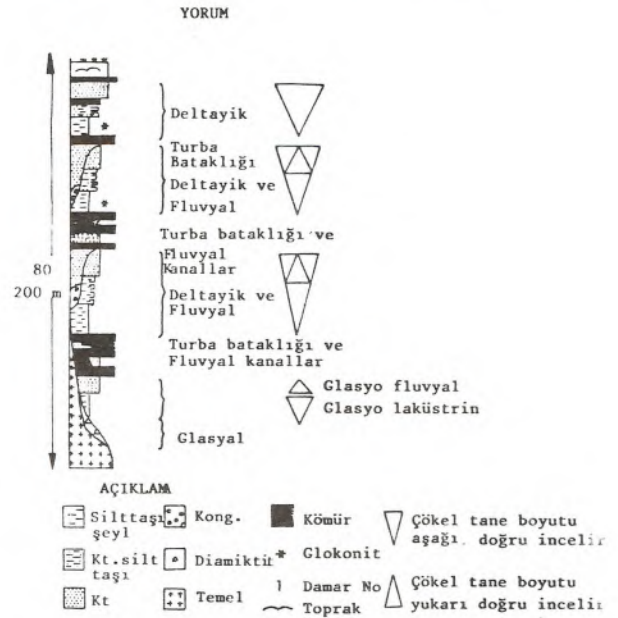
Bu çalışmaların uygulanması, kömür formasyonları ve bununla birlikte bulunan komşu kayaların orijinlerinin anlaşılmasında çok önemli rol oynamıştır. Özellikle kömürün kapsadığı esas ve tali elementler (demir, alüminyum, silis, kalsiyum, fosfor, sodyum, potasyum) ve bunların kömürün yanma özelliğine olan etkileri, yapılan araştırmaların temelini oluşturmuştur. Kömürdeki iz element bileşimlerine olan ilgi, özellikle çevre kirlenmesi probleminin büyümesiyle birlikte büyük oranda artmış ve bu nedenle kömürün orijininin yorumlanmasında, son zamanlarda iz element jeokimyası kullanılmaya başlanmıştır. Kömürü oluşturan belli başlı elementlerle iz element kapsamları, yalnızca kömürün yakılmasında değil, diğer fiziksel özellikleri olan sertlik, kırılma, cüruf ve fusion ısısını da etkiler. Bütün bunlar kömürün ister ısı kaynağı olarak yakıt üretiminde, ister cevherden metal üretiminde redüktan olarak kullanılsın, performansını etkiler. Bu konuda uzmanlaşmış bir çok kişi, çökeller içinde oluşan spesifik iz element konsantrasyonlarının yataklanma sırasındaki ortamların açıklanmasında kullanılabileceğini göstermişlerdir. Çökeller içindeki spesifik iz element konsantrasyonlarının depolanma sırasın-



Şekil 1 Witbank Kömür sahasının yeri ve jeokimyasal örnek yerleri.

daki ortamı işaret etmek için kullanılabileceği, bu konuda çalışan uzmanlar tarafından deneysel olarak gösterilmiştir. Bu düşüncenin dayanağı; bor, klor, lityum, kükürt ve vanadyum gibi bazı elementlerin, denizel kökenli çökellerde, tatlısu çökellerine göre daha fazla konsantre olmalarıdır. Bu olaylar kömür madenciliği endüstrisinde pratik uygulama olanağına sahiptir. Örneğin bazı kömür damarlarının üzerini örten denizel tabakalarda denizel olmayan tabakalara göre daha fazla kükürt içeriğine sahiptir. Bu elemental-jeoloji ilişkisi, düşük kükürlü kömür araştırmalarında, arama aracı gibi görev yapabilir.

Geçen 20 yılda hem yüksek akışkanlı nükleer reaktörler ve hemde bununla ilgili nükleer detektör sistemlerin büyümesinde, bugün var olan potansiyel iz element analitik tekniği aletsel nötron aktivasyon analizi (INAA) ve daha duyarlı olan kesin iz element analitik tekniklerin ortaya çıkarılmasında büyük gelişmeler olmuştur. Bu, kömür gibi kar-



Şekil 2 Witbank kömür sahasındaki Vryheid Formasyonunun litolojilerini, Kömür damarlarını ve depolanma ortamının yorumunu gösteren, stratigrafik kolon. Örnekler discriminant fonksiyon analizinde kullanılmak üzere 1, 2, 4 ve 5 nolu damarlardan türetilmiştir (Şekil 4-6). Denizel transgresyonlar, 2, 4 ve 5 nolu kömür damarlarının üzerindeki şeyl ve silttaş ile temsil edilir.

maşık matrikslerin analizi, kolayca uygulanabilen INAA ile yapılır. Bununla birlikte, karbon matriksiyle onun homojen olmayan doğası, fiziksel ve kimyasal yapısı, örnek hazırlama ve örnek alımındaki hatalar için INAA'ya ek olarak daha çok iz element tekniği, önemli problemleri ortaya çıkarır.

Genellikle INAA için yalnızca 0,2 g kömür örneği alınır. Kömürün çok fazla heterojen olmasından dolayı bütün kömür çalışmalarının böyle küçük bir örnek ile temsil edilmesi oldukça güçtür. Bu sebepten, güvenilir örnek eldesi için 3-4 kg lık oluk örneği derlenir. Bu örnek 20-40 mesh boyutuna getirilir. Daha sonra 50 g lık yarılanmış örnek 300 mesh boyutuna getirilerek bunun 0,2 g'ı INAA analizi için alınır.

Karbon matriksi, nötron akımına karşı saydamdır. Onun bu özelliği kömür içinde çok sayıda elementin analizine olanak sağlar

Jeolojik malzemelerdeki esas, tali ve iz element determinasyonunda, daha çok aletsel tekniklerin uygulandığı X-Ray floresans spektrometri (XRFS) yöntemi kullanılır. XRFS ile külsüz kömürde 32 element konsantrasyonu tanımlanmıştır. Külsüz olmanın avantajı; kömür öncelikle analiz edilmekte ve uçucu maddenin hiçbiri kaybolmamaktadır, böylece aynı maddeler hem INAA hem XRFS yöntemleriyle analiz edilmektedir.

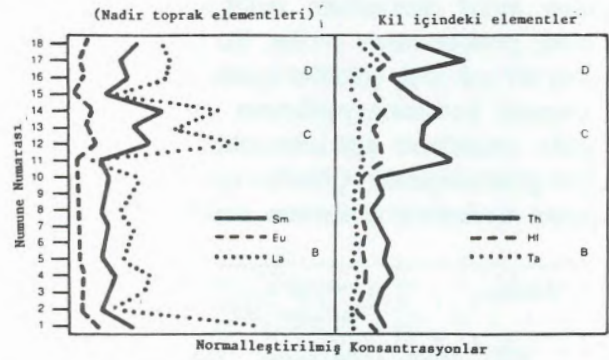
Her iki analiz yönteminin kullanılmasının 3 nedeni vardır. Birincisi; bazı elementler (Si, Al, Ti,

Ca, Mg, P, V, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Y, Zr, Ba, Pb) XRFS ile kesinlikle, INAA ile ise daha az tanımlanabilmektedir. Doğada nadir olarak bulunan diğer elementler U, Hf, Ta, Co, Cs, Br, Sb ve As konsantrasyonlarının oluşumu, XRFS nin ayırma limitlerinin altında olduğundan, INAA ile daha kesin tanımlanabilir. İkincisi; bazı iz-element oranları (Zr/Hf ve Ni/Co), kömürün metamorfizması, yataklanma ve orijinleri hakkında önemli ipuçları verebilmektedir. Her iki yöntemlede gerekli ayrıntıları elde etmek olanaklıdır. Üçüncüsü; her iki teknikle yapılan Co, As, La, Th, Br, Se ve U analizleri farklı araştırmalar ve düzeltmelerin karşılaştırılmasına olanak vermekte ve böylece her zaman çok iyi kalitede sonuçlar sağlamaktadır.

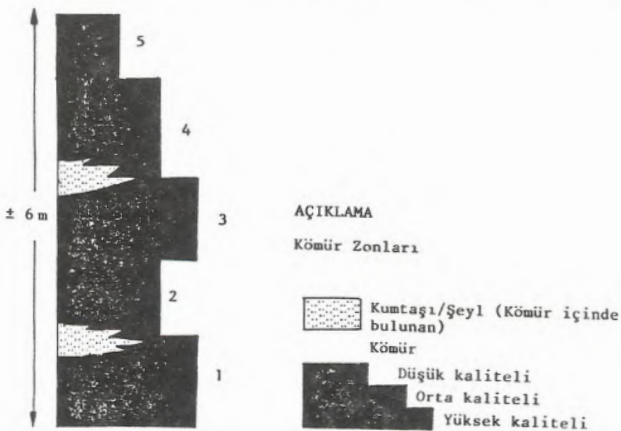
YATAKLANMA ORTAMLARI

Tropikal ve nispeten ılık koşullarda oluşmuş kuzey yarım küresinin Karbonifer kömürleri, düşük ısıda buzul sonrası paleoklimatik bir rejimde oluşmuş güney yarımküre Permiyen kömürlerinden farklıdır. Bu iki bölge kömürlerinin tiplerinde (derece, rank v.b.) farklıdır.

Kömürleşme sürecinde Gondwana kıtasının geniş alanları kontinental buz tabakası ile örtülmüştür. En alttaki 1 ve 2 nolu damarlar ve bunlarla birlikte bulunan çökeller (Şekil 2), kuzeye doğru



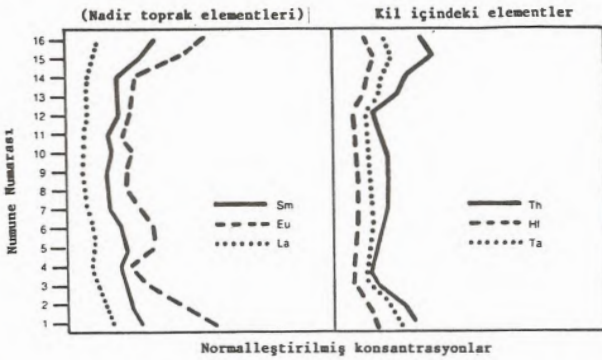
Şekil 4 2 nolu damarın tabanından (Örnek No: 1) tavanına kadar (Örnek No: 18) olan iz elementler dağılımı. Damarda şeyilli kısmın temsil edildiği 10 ve 15 nolu örnekler arasındaki değer artışı dikkat çekicidir. Düşey eksendeki örneklerin (Şekil: 5 ve 6 da var olan) herbiri damarın tabanından tavanına kadar, Şekil 3 deki tipik kesitte gösterildiği gibi, ortalama 30 cm lik kömür ve/veya kömür olmayan örnekleriyle temsil edilir.



Şekil 3 Witbank kömür sahasındaki 2 nolu damarın tipik kömür profili. Düşük kaliteli = % 25 kül, Orta Kalite = % 25 kül, Yüksek kalite = % 10 kül.

çekilen glasiyerlerle aynı zamanda birikmişlerdir. Yüzen buzul tablalarının kanıtı olan varlaşmış buzul gölü şeylleri ve damla taşlarını basenin kuzeyine doğru bulmak olanaklıdır. Buna ek olarak kömür petrografisi ve palinolojisi bataklığın oluşumu sırasında buzul sonrası soğuk iklimin olduğunu gösterir.

Buzul tablalarının ileri doğru hareketinin taban topoğrafyasını etkilediği bu topoğrafya üzerinde de Vryheid Formasyonunun depolanmış olduğu söylenebilir. Düzgün olmayan bu topoğrafya en alttaki kömür damarı ve çökellerin dağılımını çok fazla etkilemiştir. Nehirler, vadilerin aşağılarında kanallar açmış, kuzeyin kaynak sahalarından akarken taşıdıkları kum ve iri taneli çakıllar bu alanlarda depolanmış böylece oluşan sığ-yatay uzanımlı geniş platformlarda turbalar birikmiştir. Klastik sedimanlar havzanın kuzey kanadında yer alan çoğunlukla granitik kayalardan türemiştir. Bu nehirler böylece daha sonra kömür sahasında bulunan ve arkozik litolojiye dönüşen yüksek feldspat kapsayan çökelleri taşımıştır. Turba yığılması, bataklıkları parçalara ayıran nehirler tarafından sık sık kesilmiştir. Turba yatağıyla birlikte oluşan nehir kanalı ve kıyı ötesi sellenmelerin birbirine etkisi, 1 ve 2 nolu kömür damarlarının dağılımını ve kalitesini doğrudan etkilemiştir. Bu eş zamanlı nehir kanallarındaki kum ve killer, bataklıklarda kötü derecelenme ve kötü kaliteli kömürün sebebidir. Kömür damarlarının hem organik hem inorganik birleşmelerinde oluşan iz elementler, bu fluyval işlemler nedeniyle kömürün kimyasal yapısını etkilemiştir. 1 ve 2 nolu kömür damarlarının glasyo-fluyval kumtaşı ve glasyal orijinli sediment kayaç topluluklarla birlikte bulunmasına karşın 3, 4, 5 ve



Şekil 5 Şekil 4 de gösterildiği gibi benzer elementel eğriler. Ancak profilde kırıntılı (kömürsüz) arakatıklar yoktur.

6 nolu kömür damarlarının üstünde Şekil 2 de gösterildiği gibi deltayik ve fluyval yataklanmalar birlikte bulunur. 4 ve 5 nolu damarların üzerinde bulunan çamurtaşı ve silttaşı birimlerinin glokonu içermesi (Şekil 2), bu birimlerin depolanma sırasında denizel bir ortamın varlığını düşündürmektedir.

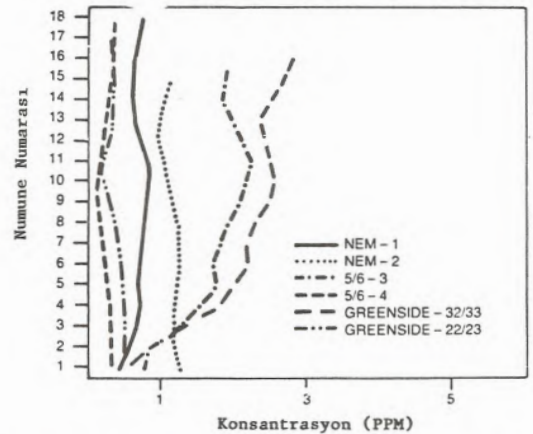
Buna ek olarak iz element toplulukları denizel ilişkiyi gösterir. Ayrıca Rhuzocorallüm, Skolithos, Siphoniscus ve Cruziana'da denizel oluşum için elde edilen fazladan delillerdir.

Kömür sahasının başka kısımlarında, kuzeyde havzanın merkezine yakın olan yerlerde olduğu gibi, denizel olmayan fluyval kumtaşları doğrudan 3, 4, ve nolu damarların üzerine gelir. Denizel arjilit aralanmasının bulunduğu sahalarda tabakalar tipik olarak arkozik, çok kaba taneli, çakıllı ve kötü boylanmalıdır.

2 NOLU KÖMÜR DAMARI

2 nolu kömür damarı, sahasında işletilen damardır. Bu damarın 1 den 5'e kadar olan ortalama zon kalitesi Tablo 1 de gösterilmiş ve damarın sabit karbon, uçucu ve kalorifik değerleri ASTM kömür sınıflandırmasına göre yüksek uçuculu (B) taşkömür derecesinde olabileceğini göstermiştir. Witbank kömür sahasındaki 2 nolu esas, tali ve iz elementleri Tablo 2 de listelenmiştir.

Tablo 2 deki veriler; maden ocağından alınan örnekler, Kazma makinasıyla kömür aynasından alınan örnekler ve buna ek olarak Şekil 1 de gösterilen diğer lokasyonlardan alınan örneklerden derlenmiştir.



Şekil 6 Altı ayrı mevkiiden, 2 nolu damarın içindeki brom dağılımı. Bu altı ayrı mevki Şekil 1 de gösterilmiştir.

Tablo 1 Witbank kömür sahasındaki 2 nolu kömür damarının ortalama kaliteleri

2 Nolu Kömür Damarı	Ortalama Kalınlık (m)	Nem %	Kül %	Uçucu madde %	Sabit C	Kalorifik Değer (MJ/kg)
Zon 5 (Tavan)	1.00	1.7	26.6	18.4	53.3	20.2
Zon 4	1.90	2.3	19.2	20.4	58.1	25.5
Zon 3	0.80	2.1	8.3	27.7	61.9	30.6
Zon 2	1.20	1.9	18.3	21.3	58.6	26.6
Zon 1 (Taban)	1.20	1.9	9.1	33.8	55.2	30.8

Kömür sahası boyunca Cu, Ga, Se, Zr, Hf gibi bazı elementler küçük değişimler gösterirken Zn, Ge, Br, Cr, Co gibi diğerleri ise çok büyük derecede değişim gösterirler.

2 nolu damarın tanımlanan 5 esas bandının kalitesini gösteren bilgiler Tablo 1 dedir. Bu iç bölünmeye ait bilgiler başka bir çalışmadan alınmıştır ve damarın genel stratigrafik bölümleri (Şekil 3) de şematize edilmiştir. Genellikle damar, düşük kaliteli bir zon tarafından örtülmüş yüksek kaliteli bir taban bandı kapsar. Bu üst üste bulunuş sırası, ikinci yüksek kaliteli, düşük küllü birimin yukarıya doğru düşük kaliteli kömür tarafından örtülmesi gibi, kömürün en üst düzeyine ulaşıncaya kadar devam eder. Kömür tabakasının üst bölümündeki düşey bozuşma, turba oluşum sürecinin son aşaması sırasında biriken turbaya, üstte uzanan transgresif silt ve kil karışımının etkisini yansıtır.

Damardaki kömür kalitesinin değişimi, altta uzanan düzgün olmayan topoğrafya ile birlikte, farklı sıkışma, havza duraylılığı, su tablasının değişmesi de dahil olmak üzere birden fazla faktörün birbirine etkisi ve kombinasyonunun ne-

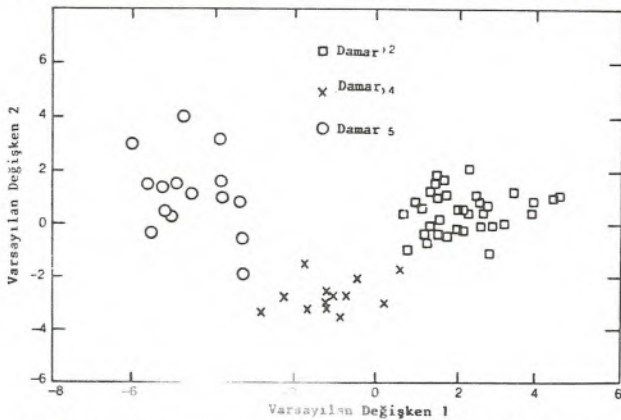
den olduğunu düşündürür.

Damarın stratigrafisi iz element analizleriyle ortaya çıkarılmıştır. 2 nolu damarın içindeki iz element dağılımı kömür tarafından örtülen klastik materyalin varlığına veya yokluğuna bağlıdır.

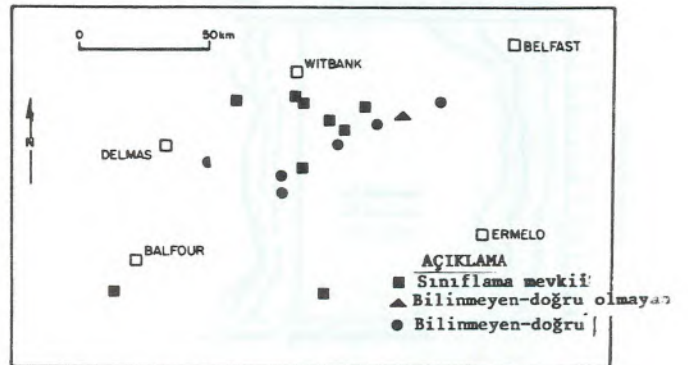
Şekil 4 de gösterildiği gibi bir kesitte, 10 dan 15'e kadar olan örnek numaraları damarın şeylli kısmındadır ve bu kısımdaki yükselme nadir toprak elementlerine (REE) karşılık gelir. Buna karşın, şeyl veya kumtaşının olmadığı kömür damarının (REE) lerindeki küçük değişimler (Şekil 5) de gösterilmiştir.

Şekil 5'in damar kesitinde, var olmayan ayraçlar ve (REE) örnekleri, taban ve tavan hariç önemli değişiklik göstermez (Örnek 1 den 4'e ve 14 den 16'ya). Taban ve tavandaki bu artışlar, geçişli dokanaklar, düşen ve yükselen kömür bloklarındaki ara tabakalara karşılık gelir.

Brom (Br), organik özelliklere sahiptir ve konsantrasyonda genellikle düzgün ve dar bir sıralanım gösterir. Bununla birlikte yataklanma ortamının kimyasındaki değişikliklere karşı duyarlıdır. Brom, genellikle tatlı suya göre deniz suyunda daha fazla bulunmasından dolayı denizden



Şekil 7 Witbank kömür sahasındaki 2, 4 ve 5 nolu damarlara ait kömür örneklerinin MDA'i.



Şekil 8 Discriminant fonksiyon analizi kullanarak sınıflaması test edilen kömür damarları yerleri.

Tablo 2 Witbank kömür sahasındaki 2 nolu damarın işletildiği tarihteki esas ve iz elementleri

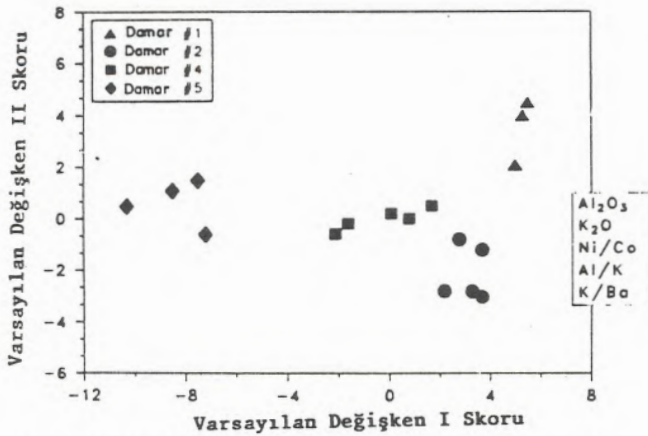
wt. %	Min.	Max.	Ortalama	n	Metod
SiO ₂	2.7	20.0	10.3	41	XRF
TiO ₂	0.14	0.54	0.32	41	XRF
Al ₂ O ₃	3.7	10.6	6.7	41	XRF
FeO	0.38	3.8	1.1	41	XRF
MnO	0.00	0.02	0.01	41	XRF
MgO	0.03	0.82	0.30	41	XRF
CaO	0.07	4.8	1.4	41	XRF
Na ₂ O	0.00	0.12	0.02	41	XRF
K ₂ O	0.03	0.38	0.13	41	XRF
P ₂ O ₅	0.00	0.66	0.21	41	XRF
S	0.51	1.7	0.96	41	XRF
OrgM	64.0	88.0	79.0	41	
<i>ppm</i>					
As	1.3	12.0	4.6	41	INAA
Ba	91.0	763.0	358.0	41	XRF
Bi	<0.9	1.7	1.3	2	XRF
Br	<0.13	2.7	0.8	21	INAA
Co	2.0	31.0	7.9	41	INAA
Cr	1.2	60.0	28.0	41	XRF
Cs	0.33	3.1	1.4	18	INAA
Cu	5.0	20.0	9.7	41	XRF
Ga	3.6	22.0	11.0	41	XRF
Ge	<0.5	22.0	2.1	37	XRF
Hf	1.2	3.0	2.3	18	INAA
Nb	1.2	15.0	7.9	41	XRF
Ni	4.1	56.0	17.0	41	XRF
Pb	<1.7	20.0	10.0	37	XRF
Rb	1.3	23.0	7.5	41	XRF
Sb	0.24	1.9	0.47	18	INAA
Sc	2.3	12.0	6.5	41	INAA
Se	<0.4	1.8	0.9	29	XRF
Sr	50.0	871.0	363.0	41	XRF
Ta	0.35	2.4	0.87	18	INAA
Th	4.6	38.0	15.0	41	INAA
U	1.2	9.3	4.0	41	INAA
V	7.7	81.0	27.0	41	XRF
W	<2.1	6.3	3.9	11	XRF
Y	5.8	30.0	17.0	41	XRF
Zn	1.0	41.0	10.0	41	XRF
Zr	34.0	170.0	96.0	41	XRF
La*	9.7	63.0	26.0	18	INAA
Ce*	22.0	83.0	47.0	18	XRF
Nd*	9.6	38.0	20.0	18	XRF
Sm*	1.9	10.0	3.9	18	INAA
Eu*	0.26	1.1	0.58	18	INAA
Tb*	0.25	1.1	0.55	18	INAA

*REEs

Tablo 3 "Tanımlaması yapılacak örneklerden" "Learning samples" türemiş sınıflama fonksiyonu kullanılarak, bilinmeyen kömür damarı örneklerinin sınıflaması Şekil 9 da gösterilmiştir.

Kömür damarları içindeki sınıflama oranı

Mevkii/damar	Damar1	Damar2	Damar4	Damar5
1/Damar 2	0	98	2	0
2/Damar 2	100	0	0	0
2/Damar 4	0	1	99	0
2/Damar 5	0	0	0	100
3/Damar 2	0	97	3	0
3/Damar 2	99	1	0	0
3/Damar 4	0	2	100	0
3/Damar 4	0	0	100	0
4/Damar 2	0	95	5	0
5/Damar 2	0	100	0	0
5/Damar 2	0	97	3	0
6/Damar 1A	0	2	98	0
6/Damar 2A	0	1	99	0
6/Damar 2	99	1	0	0
6/Damar 2	0	17	83	0
6/Damar 4L	0	89	11	0
6/Damar 4U	0	0	100	0



Şekil 9 Witbank ve Highveld kömür sahasındaki (yıkılmış örnekler) kömür damarları üzerindeki Discriminant Fonksiyon Analizi.

türeyen çökellerde zenginleşir. Deniz suyundaki ortalama Br konsantrasyonu 67 000 ppb, nehir suyunda 20 ppb dir. 2 nolu damarın üzerindeki Br içeriğinin nispeten yüksek olması, bu damarın üst kısmının hızla deniz transgresyonuna uğradığı şeklindeki sedimantolojik yorumları destekleyici delil sağlar.

Şekil 6, 2 nolu damar içindeki Br dağılımını gösterir. Eğrilerden ikisi, tabandan tavana doğru Br değerindeki artışı gösterir. Turba yığılma zamanında, bataklık kimyasındaki düşey değişime karşılık, esasında bataklığın erken evresinde denizel olmayan asidik ortamlar hüküm sürmüş bunu izleyen evrede damarın tavanına yakın kısımlarında transgresif havza suları ve daha çok deniz (yüksek pH) etkili olmuştur. Diğer sahalarda Br konsantrasyonu kalıntıları değişmemiştir (Şekil 6). Bu son anlatılan örnek yerlerinin üzerinde uzanan tabakalar denizel olmayan kumtaşları olarak yorumlanmıştır.

Denizel transgresyon sonrası, bu özel kumtaşlarının etkisiyle altta uzanan turba, denizel transgresif havza sularından korunmuş, böylece bu fluvyal kumtaşları altında bulunan kömürün Br kapsamındaki küçük değişimin nedeni olmuştur.

MULTIVARIANT DISCRIMINANT ANALYSIS

"Çok değişkenli ayırma analizi"

Kömürün sınıflandırılması ve özelliklerinin ayırılmasında kullanılan MDA, iz element jeokimyasının daha ileri uygulamasıdır. Tek tek damarların tanımlanması bu tekniğe açık bir örnektir. Anlaşıldığına göre, tek bir jeokimyasal parametre yokken, Witbank'ın her damarının sınıflaması bilinmeyen örnekleri uygun bir kategori içersinde sadece bu metotla ayırılabilmiştir. Örneğin, Witbank havzasının belli başlı üç damarının (No: 2, 4 ve 5) ortalama iz element kapsamları birbirine çok yakındır. Bununla beraber bu üç damarın discriminant analizi, damarları iyi tanımlanmış gruplara ayırmıştır (Şekil 7).

Discriminant fonksiyon analizinde çok başarıyla kullanılan elementler Co, Br ve nadir toprak elementleridir. Discriminant fonksiyon analizinde örnek olarak kullanılan Witbank ve Highveld Kömür Sahalarındaki (Şekil 1) kömür damarlarının bazı esas ve iz elementleri (Şekil 8) de gösterilmiştir. Witbank ve Highveld kömür saha-

larındaki 1, 2, 4 ve 5 nolu damarlara ait örnekler dokuz ayrı mevkiiden toplanmıştır (Şekil 8).

Bu örnekler, bilinen damar içinde (correct seam), bilinmeyen örnekleri sınıflamaya yardım için DFA kullanarak, bir sınıflama fonksiyonu oluşturmak için kullanılmıştır.

"Tanımlanması yapılacak örnekler" (Learning Samples), 1, 2, 4 ve 5 nolu damarlardan, bunların kimyasal bileşimindeki Al, K, Ni, Co ve Ba elementleri baz alınarak, birbirinden kolayca ayırt edilmiştir (Şekil 9). Her ne kadar, Şekil 9 da ve iki damar örnekleri arasında açık bir ayırım olsa da, bu 2 ve 4 nolu damarları ayırmak oldukça güçtür.

Sahada 6 ayrı mevkiideki örnekler, türetilmiş sınıflama fonksiyonunun doğruluğunu ve uygulanabilirliğini test etmek üzere kullanılmıştır. Bütün bu yerlerin birinde (No 6), örneklerin biri yanlış sınıflandırılmıştır (Tablo 3). Her ne kadar örneklerin ikisi 2. damardan çok 1. damar gibi sınıflandırılmışsada, diğer 5 mevkiideki örneklerin çoğu doğru sınıflandırılmıştır. Eğer, kömür damarının altındaki ve üstündeki istiflenme ve fasiyes birliklerinin dökümantasyonu yapılır, sonra jeolojik, jeokimyasal ve istatistiki veriler birleştirilirse kömür damarlarının tanımlanması daha çabuk yapılabilecektir.

SONUÇLAR

Sedimentolojik araştırmalar, kömür ve onunla birlikte bulunan çökel kayaçların orijin, dağılım ve oluşumu esaslarının kavranmasını sağlar. Sedimentolojik ve jeokimyasal verilerin birleştirilmesi, kömürlerin kategorilendirilmesi ve bileşiminin daha iyi anlaşılmasına yardımcı olur. Örneğin, kömür bataklığına eşzamanlı fluyyal kanallar çökel taşımı, böylece kömür içersine giren klastik taneler onun kimyasını değiştirmiştir. Witbank bölgesindeki arkozik kumtaşı, kuzeydoğusundaki nehirlerin kaynak sahalarının altında granitik bölgeler olduğunun delilidir. Nitekim damarların mineralojisi, kaynak bölgenin mineralleri ve element bileşimleri, granitik karanın benzer özelliklerini kuvvetli bir şekilde yansıtmaktadır.

Spesifik iz elementler kömürlerin hem organik hem inorganik bileşenlerinde birlikte bulunmuşlardır. Bazı elementlerin denizel çökellerle birlikte bulunma eğilimi, bölgeler için yapılan paleo ortamsal yorumları destekleyici veriler sağlar. Denizel transgresyonların stratigrafik durumları, tipik olarak denizel çökeller içinde yüksek konsantrasyonlar gösteren iz elementler ve sedimentolojik verilerden yorumlanmıştır.

ALTININ EKONOMİDEKİ YERİ VE PAZARI

Gönül ÇETİNEL MTA Genel Müdürlüğü, Fizibilite Dairesi, ANKARA.

GİRİŞ

Yüzyıllardan beri değerini ve önemini arttırarak koruyan altın, insanlık tarihinde kullanılan en eski metallerden biridir. Çağlar boyu zenginliğin simgesi olan altın; geçmişte çoğunlukla para malzemesi olarak düşünülmüşse de, günümüzde yatırım aracı olarak, kuyumculukta ve hızla yaygınlaşan endüstriyel kullanımıyla önemini korumaktadır.

Genel Bilgiler

İnsanlığın varolduğu günden bugüne kadar kişi ve toplumlar üzerinde büyük ve önemli bir yere sahip olan altın; parlak, sarı, yumuşak, kolayca şekil verilebilen, kimyasal maddelere karşı inert, korozyona uğramaz, sülfürlenme ve oksitlenmeye karşı dirençli, elektrik ve ısı iletkenliği yüksek, iyi yansıtıcı bir metaldir. Özgül ağırlığı 19.03 gr/cm³, sertliği 2,5-3 arasındadır. Çok yumuşak olduğundan genellikle sertliği ve dayanıklılığını arttırmak için bakırla alaşım yapılarak kullanılır.

En eski ve yaygın kullanımı kuyumculuğun yanı sıra, para ve madalyon basımında, altın kaplama ve süs işlerinde, elektronik sanayiinde, diş hekimliğinde ve diğer endüstriyel alanlarda kullanılan altının alım ve satımında troy ons veya kg ölçü birimi olarak kullanılır. 1 troy ons 31.1 gram ağırlığa karşı gelmektedir.

Altın; külçe, çubuk, tel, boru, yaprak ve altın para şeklinde ticarete konu olmaktadır. Ticari olarak kullanılan külçe altın (gold bullion) en az 995 veya daha yukarı saflıktadır. Altın, 25 µm çapa kadar tel ve çubuk, ayrıca 25 µm'a kadar haddelenmiş ürünler halinde de ticarete konu olmaktadır. Altın için saflık, alaşım içindeki altın metalinin alaşım ağırlığına oranı olup, binde olarak tanımlanır. Örneğin 1000 saf altın saf altındır. Yani % 100 altındır. Altın saflığını göstermenin diğer bir yolu ayar (karat) sistemidir. Bu sistemde 24 ayar (24 A) altın 1000 saflıktadır. Yani saf altındır, % 100 altındır. Aynı şekilde 14 ayar altın, 585 saflıktadır (14/24) ve % 58,5 oranında altın içermektedir.

Uluslararası ödemelerde altının yeri

İnsanlar altını tanıdıktan sonra, bu kıymetli madeni para olarak kullanmaya başlamışlar ve ilk altın para M.Ö. 1300 yıllarında Likya Kralı Krezüs tarafından yaptırılmıştır. Altın, yüzyıllar boyu, 19. yüzyıla kadar para olarak kullanılmış, ancak üretiminin zor ve sınırlı olması, altına bağlı yeni sistemlerin aranmasına neden olmuştur. 19. yüzyılda altın sikke (altın para) sistemi bırakılarak altın standardı sistemine geçilmiştir.

1870'lerden I. Dünya savaşına kadar altın standardı sistemi (bu sistemde ülkelerdeki altın rezervi, iç para arzına eşittir) uluslararası para sisteminin temelini oluşturmuş, bu dönemde altın, para olarak paranın tüm fonksiyonlarını yerine getirmiştir. I. Dünya savaşının başlaması ile altın standardı yürürlükten kalkmış ve milli paraların altın ile olan ilişkilerine son verilmiştir. I. Dünya savaşından sonra yürürlüğe konulan ikinci altın standardı başarılı sonuç vermemiş, 1940'ların başlarına kadar çeşitli sistemler denenmiştir. II. Dünya savaşından sonra ABD'nin Bretton-Woods kasa-basında 1944 Temmuz ayında 44 ülkenin katılımıyla imzalanan antlaşmayla "White Plan" kabul edilerek, uluslararası para sistemi olarak altın kambiyo sistemi (bu sistem altın standardı sisteminin geliştirilmiş bir şekli olup, altın yanında konvertibl olan ulusal paraların da uluslararası rezerv olarak kullanılmasıdır. Böylece altından tasarruf edilmiş olmaktadır) uygulamaya konulmuştur. Buna göre, ABD dolarının değerini altına bağlıyor ve 1 ons altının fiyatı 35 \$ olarak belirleniyordu. ABD Merkez Bankası çıkardığı dolar için % 25 altın stoku bulunduruyordu. Doların altın konvertibilitesi tamdı. Böylece altın ve dolar dünya parası olarak kabul edilmiştir. 1958 yılına kadar bu sistem iyi işlemiştir. Sonraki yıllarda ABD'deki enflasyon, ödemeler dengesi açıkları ve bunların emisyonla kapatılmaya çalışılması dolara olan güveni sarsmış ve dolardan kaçışa neden olmuştur. ABD'nin 1968 yılında aldığı önlemlerin beklenen sonucu vermemesi ve 15 Ağustos 1971'de ABD'nin doların altın konver-

tibilitesini kaldırmasıyla altın kambiyo sistemi son bulmuştur. Dolar-altın ilişkisinde ABD Merkez Bankasının % 25 altın karşılık bulundurma uygulamasına son vermesiyle ortadan kalkmış, 1971 Aralıkta Smithsonion antlaşmasıyla da 1 ons altın 38 \$ olarak tesbit edilmiştir. Bugün tüm dünyada tedavüldeki paralar altın karşılığı çıkartılan paralar olmayıp, Merkez Bankalarınca ülkelerin ekonomik dengelerine ve gelişmelere göre basılıp, değişim aracı olarak altınla değil satın alma gücüyle ölçülür. Altın ise toplumların ekonomik yaşamında zenginlik ölçüsü, güven unsuru, spekülasyon yönüyle ve endüstriyel kullanımıyla önemini korumaktadır.

Altının geçmişte oynadığı likidite kaynağı rolü son derece önemli olmakla birlikte, bugün bu rolü giderek azalmaktadır. Altın üretiminin zor ve pahalı olması ile elde edilebilirliğinin sınırlılığı nedeniyle üretilen altının, ancak talebi karşılaya-

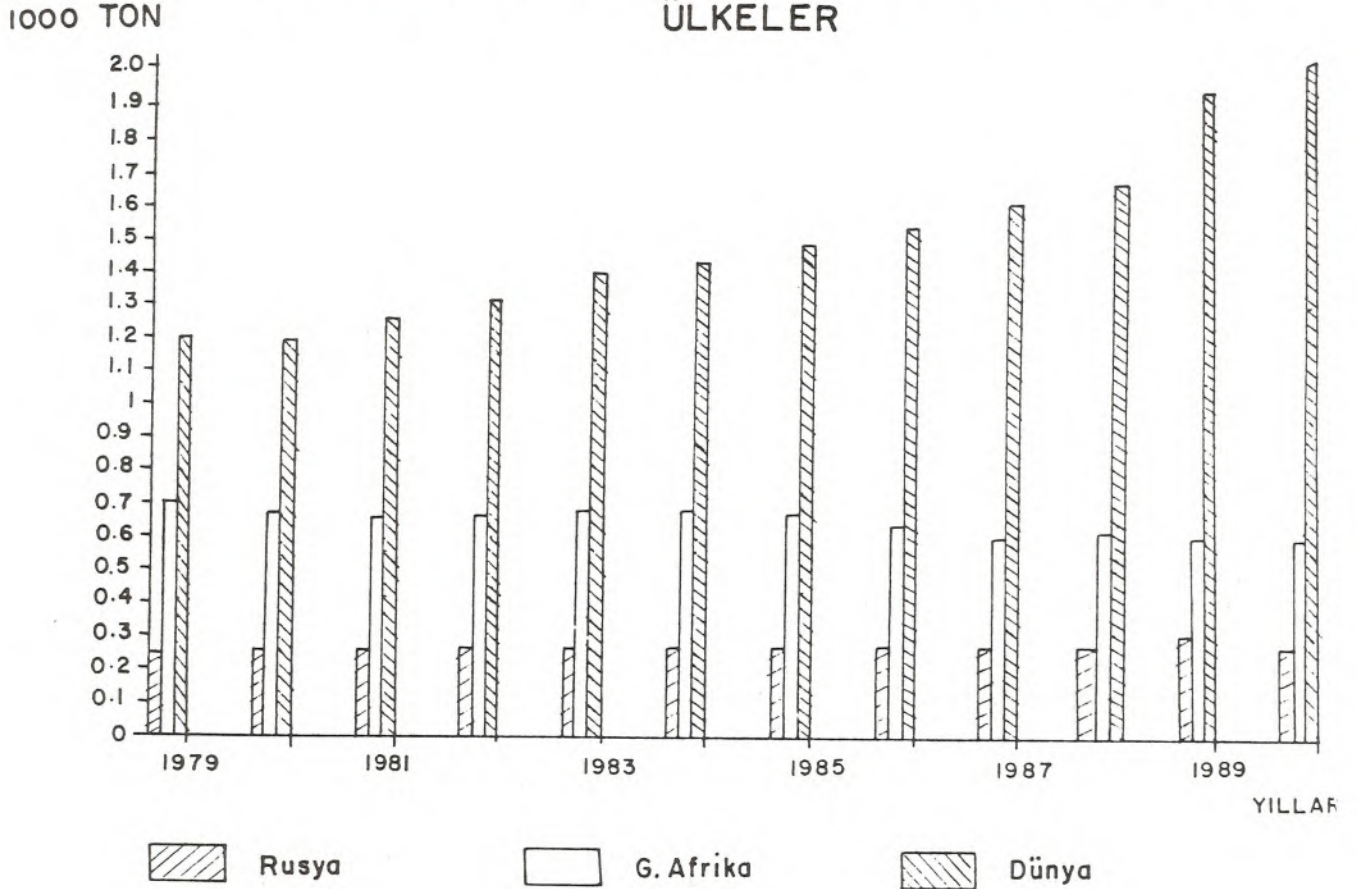
bilmesi, var olan altın stoklarının zamanla uluslararası likidite ihtiyacını karşılayamamasına neden olmuştur.

Altının, uluslararası likidite kaynaklarındaki payı 1951 yılında % 68,7 iken, 1970 yılında % 39,7'ye, 1971 yılında da doların altın konvertibilitesinin ortadan kaldırılmasıyla % 29,1'e düşmüş, günümüzde ise % 6'dır.

Altın, bugün ödeme aracı olma rolünü yitirmiştir. Fakat, ülkelerin altın stokları borç veren kuruluşlarca bir güven unsuru olarak görülmektedir.

Bu nedenle altın stoku, üretimi kadar önemli olmaktadır. Bilindiği gibi altın stoğu, altın üretimiyle birlikte altın arzını oluşturur. Altının binlerce yıldan beri üretildiğini düşünürsek, günümüzdeki gerçek altın stoklarını tahmin etmek çok zordur. Ancak, dünya altın stoklarının 100.000

DÜNYA ALTIN ÜRETİMİ VE EN FAZLA ÜRETİM YAPAN ÜLKELER



Kaynak : World Metal Statistics

ton dolayında olduğu sanılmaktadır. Son kullanım alanlarına göre yaklaşık % 37'si devletlerin merkez bankalarında, % 24'ü özel yatırımcılarda, yani dünya altın stoklarının yaklaşık yarısı resmi veya özel yatırımcıların elindedir. Altın stoklarının geri kalan kısmı (% 27) değerli süs eşyası ve (% 12) endüstriyel meta şeklindedir.

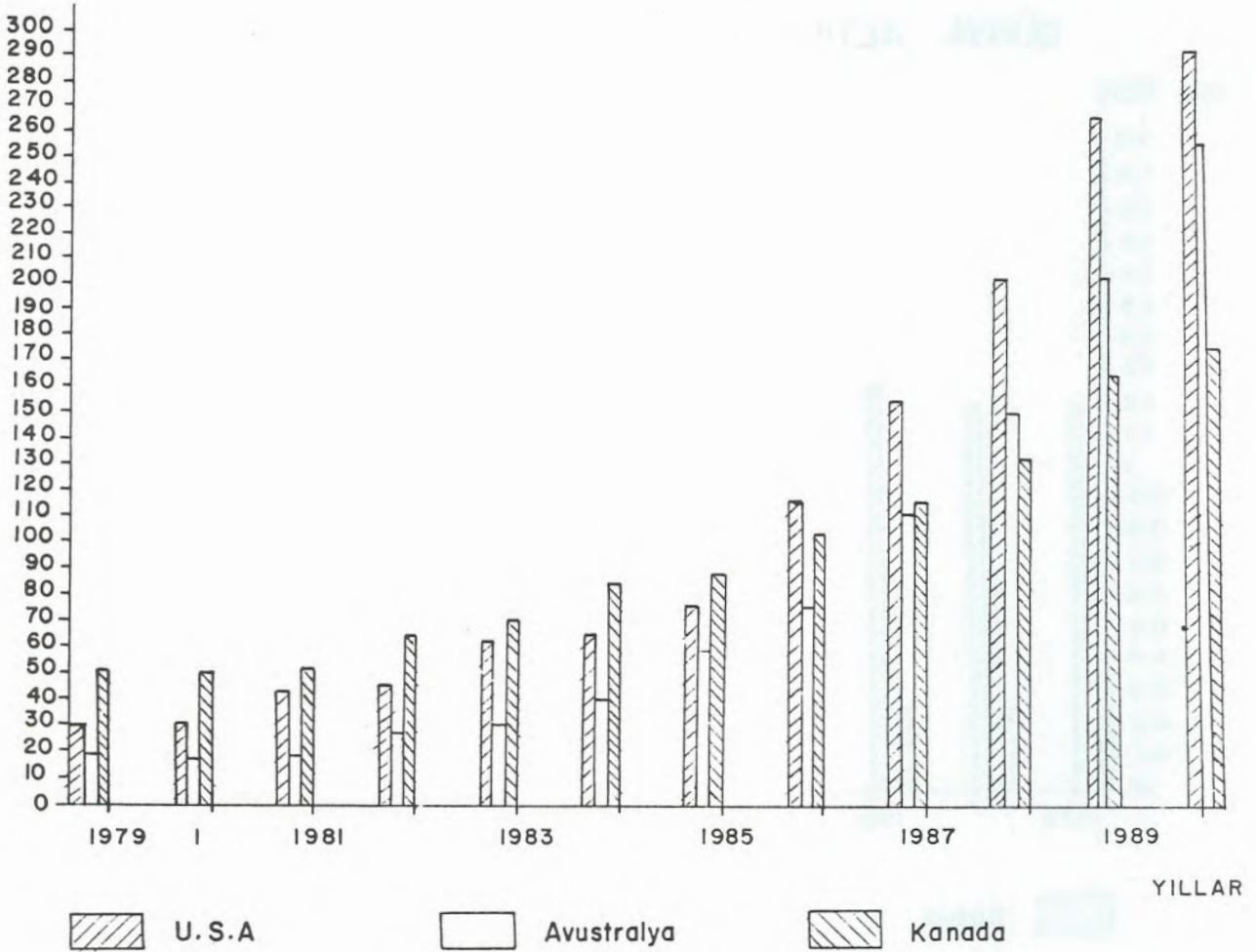
II. Dünya savaşı boyunca ve savaş sonrasında günümüze kadar Amerikan ekonomisinin büyüyecek gelmesi ve altın üreticisi bir ülke olması nedeniyle, dünya'nın en önemli altın stokuna sahip ülkesi ABD'dir. II. Dünya savaşından sonra hızla gelişen Almanya ve Fransa'da önemli altın stoklarına sahiptir. İsviçre'nin altın stoklarında bankacılıktaki yeri nedeniyle önem taşımaktadır. I. Dünya savaşından önce dünyanın elinde en çok altın

bulunduran ülkesi Rusya iken, günümüzde ABD, Almanya ve Fransadan sonra 4. sırada yer almakla birlikte, Rusya'nın altın stoklarının bilinenden daha çok olduğu sanılmaktadır. Bugün, IMF'nin elindeki altın stokları ise 3200 ton'dur.

Türkiye'nin altın stoku, halkın elindeki altınlarla Merkez Bankasındaki altınlardan oluşmaktadır. Merkez Bankasındaki altın stoku 115 ton civarındadır. Tahminlere göre halkımızın elindeki altın stoku ise 3000-3500 ton civarında olup, bugünkü değeri 50 trilyon civarındadır. Bu çok önemli ve büyük potansiyel halkımızın elinde zenginlik göstergesi, süs ve ziynet eşyası veya tasarruf amacıyla, çağdaş yatırım biçimlerine dönüşürülmeden güvence amacıyla beklemektedir.

ALTIN ÜRETİMİNİ HIZLA ARTTIRAN ÜLKELER

TON



Kaynak : World Metal Statistics

Rezerv

Dünya altın kaynakları 75 000 ton olup, bunun % 15-20'si altının yan ürün olarak elde edilebildiği kaynaklardır. G. Afrika dünya rezervlerinin yaklaşık % 46'sına sahiptir. G. Afrikayı % 14 payla Rusya ve % 11 payla ABD izlemektedir.

Dünya altın rezervleri*

	Rezerv (ton)	Pay (%)
G. Afrika	20 000	46.5
Rusya	6 220	14.5

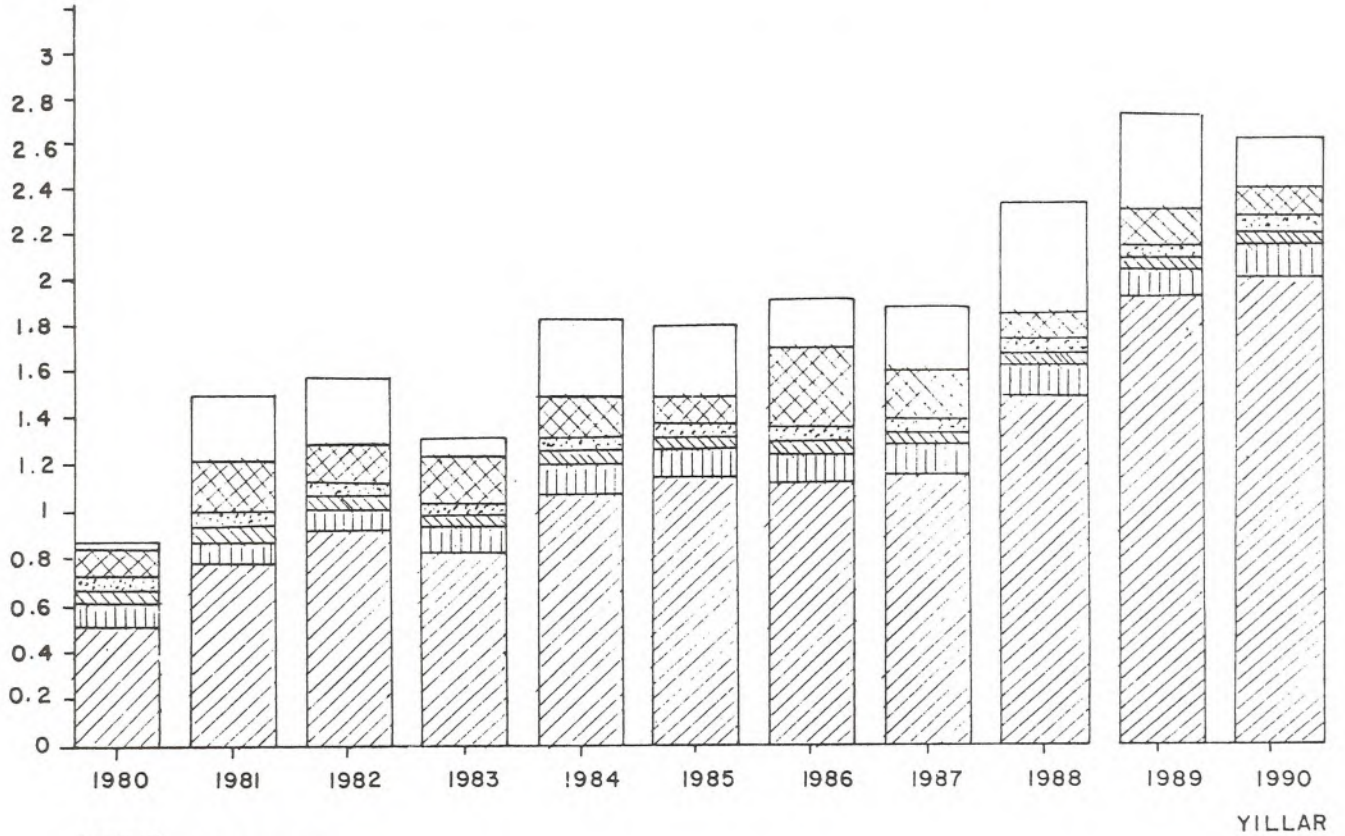
ABD	4 770	11.0
Kanada	1 780	4.1
Avustralya	1 400	3.3
Brezilya	940	2.2
Diğer Ülkeler	7 920	18.4
Toplam	43 000	100

Kaynak: Mineral Commodity Summaries 1992.

*: Metal içeriği.

KULLANIM ALANLARINA GÖRE ALTIN TÜKETİMİ

1000 TON



YILLAR

- Mücevherat
- Elektronik
- Dişçilik
- Diğer endüstriler ve süs eşyası
- Madalyon ve Para basımı
- Külçe

Türkiye'nin jeolojik yapısı potansiyel altın yataklarının varlığını ortaya koymaktadır. Bu nedenledir ki son yıllarda yabancı şirketler Türkiye'de arama çalışmalarını sürdürmektedirler. Euro-gold (Avustralya-Almanya), Anglo-Tur (G. Afrika), Riyo-Tur (İtalya), Cominco (Kanada), Newmount (Hollanda) bunların başlıcalarıdır.

Arz-Talep, Üretim-Tüketim

Altın arzı madenlerden yapılan üretimden, merkezi planlı ekonomilerin satışlarından, uluslararası kuruluşlar ile merkez bankalarının resmi satışlarından, hurdadan kazanılan ve ön satış/altınla borçlanma şeklinde yapılan işlemlerden oluşmaktadır. Altın arzının yaklaşık % 70'i madenden yapılan üretimden gelmektedir. Dünya altın üretimi hızla artmaktadır. 1980 yılında 1200 ton olan dünya altın üretimi, son on yılda yaklaşık % 70 artarak, 1990 yılında 2028 tona ulaşmıştır.

En büyük altın üreticisi olan G. Afrika, geçen 10 yıllık dönemde iç karışıklıklar, grevler ve ambargolar nedeniyle altın üretimini arttıramamış; 1980 yılında 675 ton olan üretimi, 1990 yılında 601 tona düşmüştür. Dünya üretimi artarken G. Afrika'nın üretimindeki düşüş, dünya üretiminden aldığı payı da düşürmüştür. 1980 yılında dünya

üretimindeki payı % 56 iken, 1990 yılında % 29.5'e düşmüştür.

1990 yılına kadar dünyanın ikinci önemli altın üreticisi olan Rusya'nın 280 ton dolayındaki istikrarlı üretimi, 1990 yılında yeniden yapılanma nedeniyle 240 tona düşmüş ve dünya üretiminden aldığı % 11.8 payla dördüncü sırada yer almıştır.

Bugün dünya üretimindeki % 14.3'lük payla ikinci önemli altın üreticisi olan ABD son yıllarda aramalara hız verip ve bulduğu yatakları kısa sürede üretime geçirerek, 1980 yılında 31 ton olan üretimini 1990 yılında 290 tona çıkarmıştır.

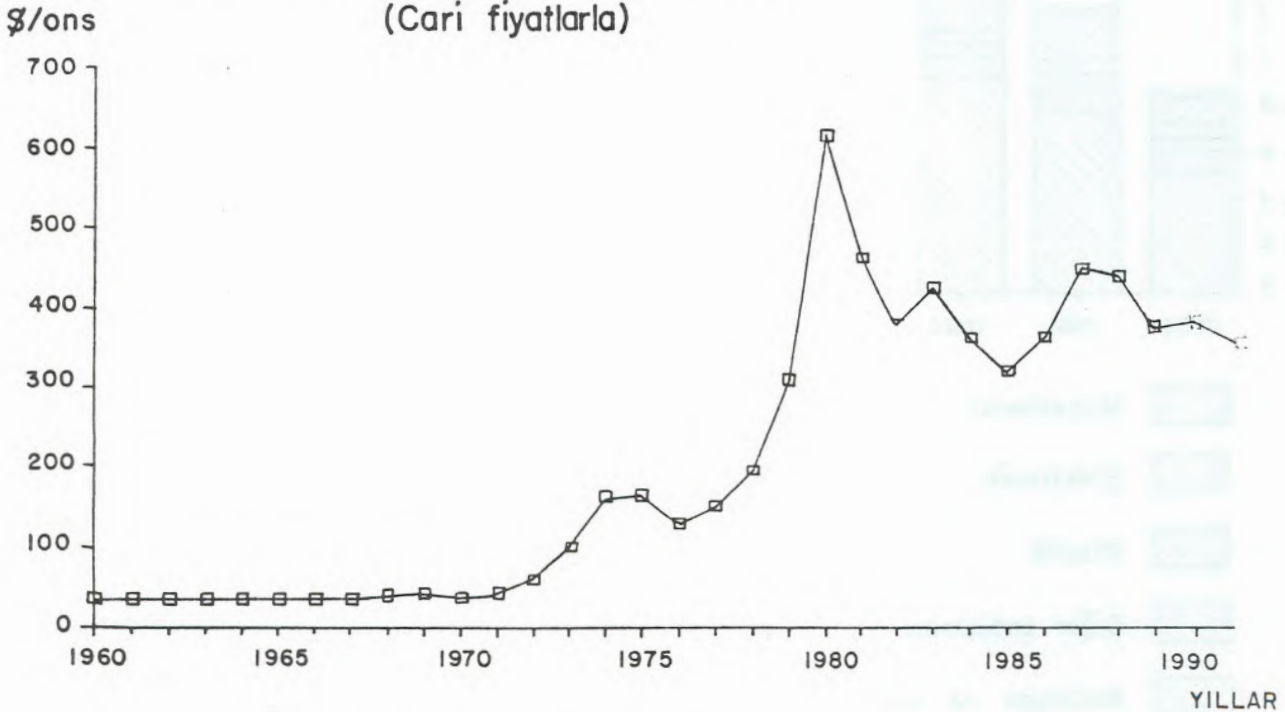
Dünya altın üretiminde % 12,5 payla 3. sırayı alan Avustralya, 1980 yılında 17 ton üretirken son yıllarda üretimini hızla arttırarak 1990 yılında 255 tonluk üretim potansiyeline ulaşmış ve G. Afrika ile Rusyanın pazarlarına sahip olmuştur.

1990 yılında 165 tonluk üretimiyle % 8.1 pay olan Kanada da üretimini düzenli bir şekilde arttıran ülkelerdendir.

Çin, Brezilya, Yeni Gine, Kolombiya, Filipinler ve Şili madenden altın üretimi yapan diğer dikkate değebilecek ülkelerdir.

DÜNYA ALTIN FİYATLARI

(Cari fiyatlarla)



Kaynak : World Metal Statistics.

Türkiye'de ise günümüzde madenden altın üretimi yapılmamaktadır.

Genellikle mücevherat, süs eşyası, elektronik, dişçilik, madalya ve para basımı, külçe altın ve diğer alanlarda çeşitli oranlarda tüketilen altının talebi her geçen yıl artmaktadır. Altın talebinde % 70 pay alan mücevher endüstrisi tüm ülkelerde en önemli tüketim alanıdır. Altın; elektronikte % 5, dişçilikte % 2, madalya ve para basımında % 5, külçe altın şeklinde % 9 ve diğer alanlarda % 9 oranında tüketilmektedir.

Batı dünyasının 1990 yılı arz-talep durumu

ARZ

Madenden yapılan üretim	1 739.9
Merkezi planlı ekonomilerin satışları	380.0
Devlet satışları	--
Hurda	440.5
Ön satış/Altında borçlanma	245.0
Toplam arz	2 799.4 ton

TALEP

Mücevherat	1 985.6
Elektronik	142.8
Dişçilik	51.0
Diğer endüstriler ve süs eşyası	64.5
Madalyon ve Para basımı	136.0
Devlet alımları	40.0
Külçe	235.6
Yatırım ve spekülasyonlar	144.0
Toplam talep	2 799.4 ton

Türkiye'de ise altın, mücevherat ve süs eşyası olarak, altın para basımında (cumhuriyet altını, ziynet altını, reşat altın v.s.), endüstriyel kullanımda, külçe halinde alınıp-satılmak ve Merkez Bankasında stoklanmak amacıyla talep edilmektedir.

Türkiye'de talep edilen altının tamamına yakını yurt dışından karşılanmaktadır. Ancak kişilerin ellerinde bulunan altınlarında zaman zaman piyasaya çıkarak arz oluşturduğunu söyleyebiliriz. 1989 yılına kadar altın resmi olmayan yollarla Türkiye'ye getirilirken, 26 Mart 1989 tarihinde T.C. Merkez Bankası tarafından standart altın ticareti başlatılmıştır. 1989 yılında 100.2 ton, 1990 yılında 145.9 ton olan altın ithalatının 1991 yılında çeşitli ekonomik nedenlerle 110 tona düşmesine rağmen, Türkiye'de altın işlemeciliğinin her geçen gün artmasına paralel olarak altın talebinin de artacağı

sanılmaktadır. Dünya altın işletmeciliğinde Türkiye İtalya'dan sonra ikinci sırada yer almaktadır.

Talep edilen altın; endüstriyel kullanım için Zürih, Londra ve New York, mücevher yapımı için Hong Kong ve Zürih, Merkez Bankalarının talepleri için Zürih ve Londra, özel yatırım talepleri için ise tüm borsalardan sağlanmaktadır.

Fiyat

Altın fiyatları diğer metallerde olduğu gibi arz, talep, üretim ve taşıma maliyeti değişimlerinden kolayca etkilenmemektedir. Çünkü, yıllık altın üretiminin toplam altın stoklarındaki payı % 2 olduğu gibi, endüstriyel talebin toplam talepteki payı da çok azdır. Fakat, altın fiyatlarının da etkilendiği bazı faktörler vardır. Bunları doların değeri, petrol fiyatları, siyasi olaylar, ve enflasyon olarak sıralayabiliriz.

Altın fiyatlarının seyrine bir göz atacak olursak; 1968 yılına kadar 35 \$/ons dolayında seyreden altın fiyatı, bu yıldan başlayarak dalgalanmaya başlamış 1971 yılında altın-dolar konvertibilitesinin kaldırılmasıyla hızla yükselmeye başlamıştır. 1979-1980 yılları arasında doların değer kaybedişi ve petrol fiyatlarındaki artışlar nedeniyle tarihinin en yüksek noktasına çıkarak yıllık ortalaması 610 \$/ons olmuştur. Bu seviyede uzun süre kalmamış 1982 yılında onsu 400 \$'a düşmüştür. Daha sonra bazı ufak dalgalanmalar göstermiş ve bugün 355 \$/ons dolayında seyretmektedir.

Altın fiyatlarına kabaca bir göz attıktan sonra, dünya altın piyasalarına bakarsak; altının filen alınıp satıldığı spot altın piyasası ve altının vadeli işleme tabi tutulduğu vadeli altın piyasası olmak üzere ikiye ayrıldığını görürüz. Spot altın piyasalarında altın fiyatını arz ve talep eğilimleri belirlemede olup, talep edilen altın yatırım, endüstriyel kullanım, mücevherat ve süs eşyası yapımında kullanılmaktadır. Bu piyasada arz ise teknelci bir yapıya sahip olup, G. Afrika ve Rusya'nın etkisi altındadır. Vadeli altın piyasalarında ise fiyatlara faizler ve siyasi olaylar etkili olmakta ancak iş hacmi spot piyasadan çok daha büyük olduğundan fiyat değişimleri üzerinde de etkileri önemlidir.

Türkiye'de ise altın fiyatları iç ve dış ekonomik gelişmelere göre Merkez Bankası ve İstanbul altın piyasasınca belirlenmektedir. Türkiye'de de altın fiyatları 1979-1980 yıllarında hızlı bir artış göstermiş, döviz kurlarının etkisiyle ancak ufak dalgalanmalarla günümüze kadar artarak gelmiştir.

Altın talebi zaman zaman doların değer değişimlerinden, faiz oranlarındaki değişimlerden,

enflasyon hızı, altın fiyatlarındaki değişimlerden ve siyasal olaylardan etkilenmektedir. Ancak toplumumuzda geleneksel bir tüketime sahip olduğu için, altın talebi canlılığını koruyacak ve altına gösterilen ilgi sürecektir.

TÜRKİYE'DE KÜLÇE ALTIN FİYATLARI

Yıllar	Yıllık Ortalama (gr/TL)
1960	16.11
61	15.61
62	13.71
63	14.15
64	13.87
65	14.04
66	14.33
67	15.00
68	17.41
69	19.14
1970	17.35
71	21.05
72	27.65
73	44.32
74	72.52
75	83.91
76	74.09
77	99.94
78	183.16
79	492.09
1980	1532.-
81	1654.-
82	2123.-
83	3534.-
84	4560.-
85	6855.-
86	10488.-
87	18900.-
88	24520.-
89	26385.-
1990	32531.-
91	47267.-
92 (Kasım)	89000.

Kaynak: T.C. Merkez Bankası

KAYNAKÇA

- 1) Uluslararası Ekonomik Kuruluş ve Birleşmeler; Doç. Dr. S. Rıdvan Karluk.
- 2) Dünya'da ve Türkiye'de Altın; Ali Alıç.
- 3) 1988-1989 Hesap uzmanları kurulu konferansları.
- 4) 1991 yıllık ekonomik rapor.
- 5) Türkiye İktisat, Kasım 1991.
- 6) Altın ve Pazarı; Şahin Bozdağ.
- 7) T.C. Resmi Gazete, 1 Şubat 1990.
- 8) World Metal Statistics, Mart 1992.
- 9) Mineral Commodity Summaries, 1992.
- 10) Metals and Minerals Annual Review, 1991.
- 11) Maden, Ekim 1991.
- 12) The World Gold Market; Orlanda Arango.
- 13) Metal Bulletin.

KALKERLİ MİKROFOSİLLERİN KİREÇTAŞINDAN KNITTER YÖNTEMİ İLE ÇIKARILMASI

Serpil ERK Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, ANKARA

ÖZ: Bu çalışma mikropaleontolojik analizlerde kullanılan yıkama işleminde Knitter yönteminin uygulanışını içermektedir. Bu yöntem ilk kez 1979'da H. Knitter tarafından önerilmiştir. Hidrojen peroksitin kullanıldığı standart yöntemden farklı olarak, bu yöntemde asetik asit ile kloroform kullanılmış ve olumlu sonuç alınmıştır.

GİRİŞ

Mikropaleontolojik analizler için iki ayrı preparat hazırlama işlemi vardır. Sert litolojiden ince kesit, yumuşak litolojiden yıkama işlemleri. Yıkama örnekleri daha çok Kretase yaşlı ve daha genç birimler için geçerli olup, planktik foraminiferlerin doğru ve kolay tayininde ince kesitlerden daha avantajlıdır. Dolayısıyla olanaklı olduğu yerlerde yıkama örnekleriyle çalışma, araştırmacıyı daha kesin ve doğru bir sonuca götürür.

Çalışmanın amacı, kireçtaşı kalkerli mikrofosillerin izole edilmesinde Knitter yönteminin kullanılmasıdır. Çalışma laboratuvar teknikleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemin uygulanması için Isparta güneyindeki Miyosen yaşlı birimlerden alınan örnekler kullanılmıştır.

Yöntem ilk kez H. Knitter tarafından 1979'da önerilmiştir. Araştırmacı yaptığı çalışmada yeteri kadar kloroform kullanarak kireçtaşı kalkerli mikrofosilleri (*Lenticulina* sp., *Eoguttulina* sp., *Saccocoma* sp. gibi) çıkarmayı başarmıştır.

Lund ve Giorgi (1990) aynı yöntemi İskenderun baseninin Neojen biyostratigrafisinde de başarı ile kullanmıştır.

ANALİZİ YAPILACAK ÖRNEĞİN ÖZELLİKLERİ

Örnekten tane fosil elde edilmesi için örneğin bazı özelliklere sahip olması gereklidir. Bunlardan en önemlisi çalışılan litolojinin sertlik derecesidir. Eğer örnek, uygulanan kimyasal maddelere yanıt veremeyecek kadar sertse hazırlanan yıkama preparatı bir sonuç vermez.

İşlemin gerçekleştirilmesi için, kayacın karbonat taneleri olarak biyoklast içermesi gereklidir. Biyoklastlardan bir grubu oluşturan foraminiferlerin tane olarak elde edilmesi çalışmanın konusunu oluşturmaktadır.

Kireçtaşlarında olduğu gibi foraminifer kavkılarının da ana bileşeni karbonattır. Dolayısıyla foraminiferlerin kayaktan çıkarılabilmesi için matris ile fosil arasında kompozisyon farklılığı olmalıdır.

Folk (1974)'un sınıflandırmasına göre biyospirit, Dunham (1962)'a göre tanetaşı olarak adlandırılan kayalarda yöntem denenmiş ve olumlu sonuç alınamamıştır. Ancak çamur içerikli kireçtaşlarından Folk (1974)'a göre seyrek biyomikrit ve istiflenmiş biyomikrit, Dunham (1962)'ye göre vaketaşı ve istiftaşı gruplarına giren örneklerden oldukça temiz ve bol foraminifer elde edilmiştir. Bu nedenle analizi yapılacak örneğin fosilli ve kireççamurunun en az kayacın 2/3 si oranında olması gereklidir.

KNITTER YÖNTEMİ

Gerekli malzemeler:

Asetik asit

Kloroform

Şişe ve beher

İşlem:

-Yaklaşık 100 gram örnek iri olarak öğütülür.

-Şişeye önce öğütülmüş örnek koyulur; üzerini 0.5 cm kapatacak kadar % 65'lik asetik asit eklenir.

-Üzerine yaklaşık 100 ml kadar kloroform eklenir; şişe çalkalanıp ağzı hava almayacak şekilde kapatılır.

-15 saat kadar bekledikten sonra, çeker ocakta ağzı açılıp yıkanır, süzülür ve kurutulur. Bu aşamada örnek içindeki mikrofosiller seçilmek üzere hazırdır.

Avantaj ve dezavantajları:

Tane fosil elde etmek için uygulanan klasik yöntemde hidrojen peroksit kullanılmaktadır. Klasik yöntemle karşılaştırıldığında çalışmamıza konu olan yöntemin avantajları olduğu gibi dezavantajları da vardır.

Knitter yöntemi sert litolojide sonuç vermekle beraber, taneleri sparit ile bağlı olan çok sert kireçtaşlarında etkili değildir. Sonuç alınabilmesi için örneğin bir miktar çamur içermesi gerekmektedir.

100 gram örnek için Knitter yönteminde bugünkü fiyat üzerinden yaklaşık 6000 TL, standart yöntemde 2000 TL'lik malzeme gerekmektedir. Yöntem yaklaşık üç misli pahalı görünmesine rağmen, bilimsel ve teknik açıdan klasik yöntemle göre tartışmasızdır.

Kullanılan maddelerden kloroform bayıltıcı etkisi olduğu için kesinlikle buharı koklanmamalı ve çeker ocakta çalışılmalıdır.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Knitter yöntemi Karabayı kesitine (Isparta güneyi) ait Miyosen yaşlı örneklerle uygulanmıştır (Levha 1, 2). Özellikle yamaç ve basen ortamında çökelmiş birimlerden 35 örnek denenmiş olup, elde edilen sonuç olumludur. Bazı örnekler hem standart yolla hem de Knitter yöntemiyle denenmiş, standart yöntemle fosillerin çıkarılmadığı (Levha 1; Şekil 1) örneklerden Knitter yöntemiyle bol miktarda planktik ve bentik foraminifer izole edilmiştir (Levha 1, 2).

Yöntemin pahalı olması bütün örneklerde denenmesini zorlaştırmaktadır. Ancak klasik yöntemin yetersiz kaldığı örneklerle uygulanarak faydalı olabilir.

KATKI BELİRTME

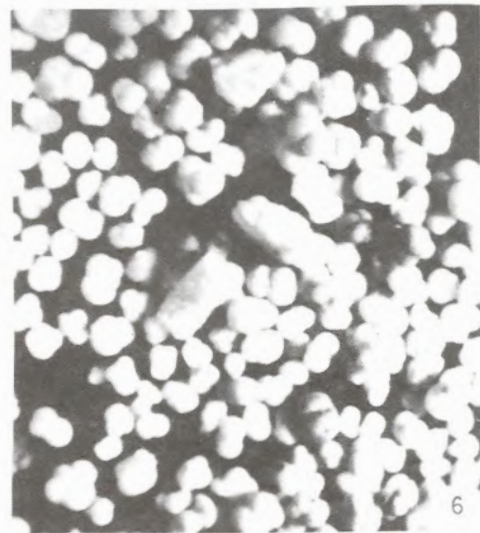
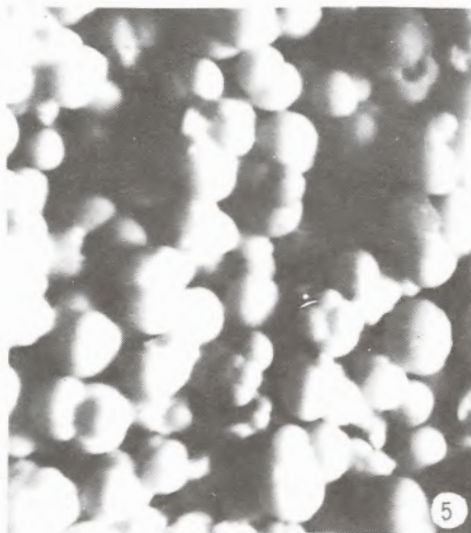
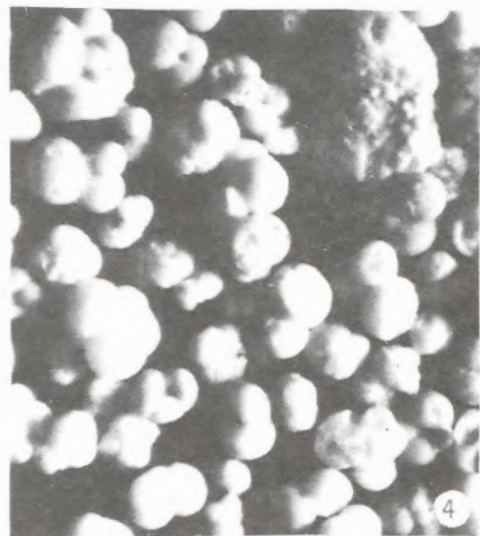
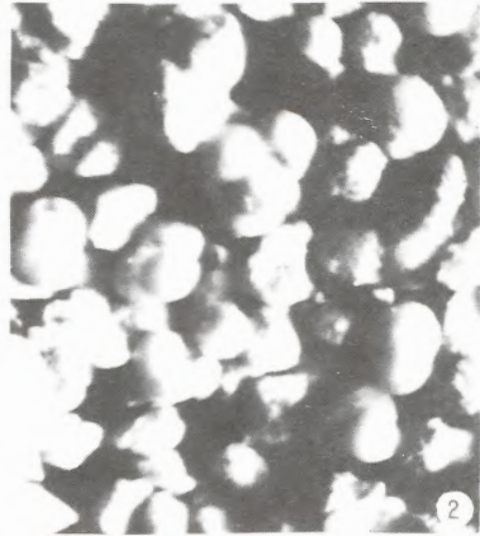
Çalışmanın gerçekleştirilmesinde gerekli literatürü temin eden Dr. J.J. Lund'a ve çalışmaya olanak sağlayan TPAO Araştırma Merkezi Grup Başkanlığına teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In "Classification of carbonate rocks" a symposium (Ed. W. E. Ham), AAPG, p. 108-121.
- Folk, R.L., 1962, Petrology of sedimentary rocks, Hemphill Publ. Com., Texas.
- Knitter, H., 1979, Eine verbesserte methode zur gewinnung von mikrofossilien aus harten, nicht schlammbaren kalken, Geol. Bl. No-Bayern, v. 29, n. 2/3, p. 182-186.
- Lund, J.J., Georgi, K.H., 1990, Biostratigraphy of the Neogene in the İskenderun basin, 8. Petroleum Congress of Turkey, Proceedings, p. 363-370.

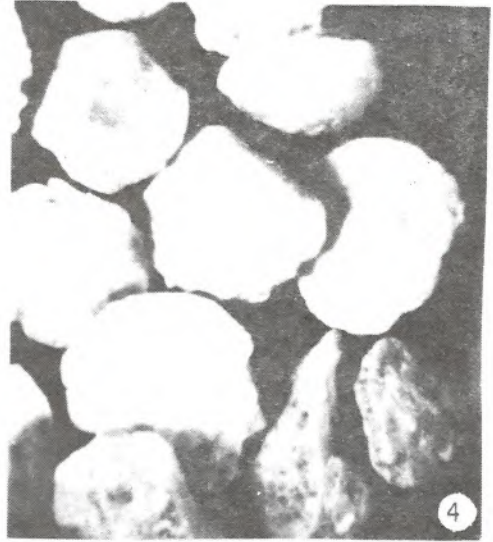
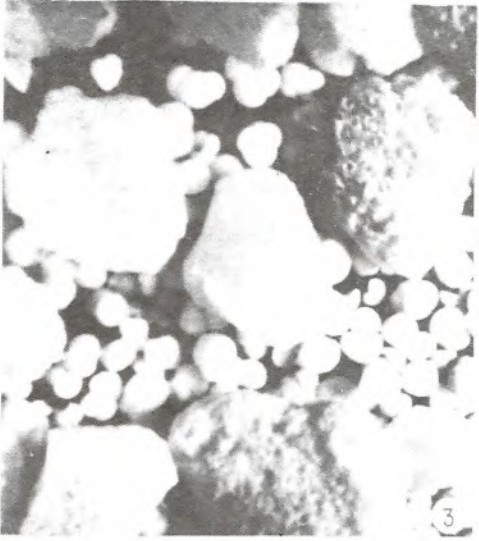
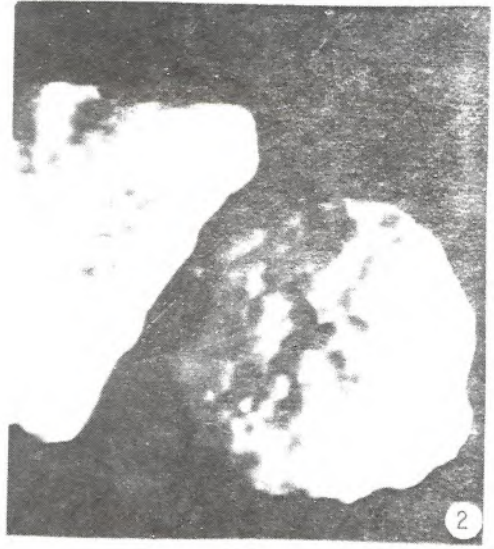
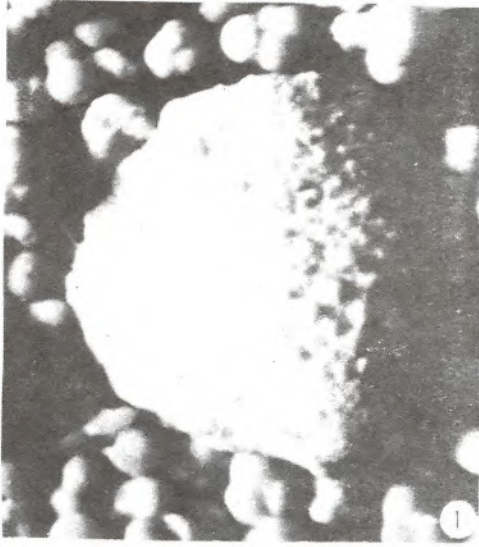
LEVHA 1

- Şekil 1 Klasik yöntemle hazırlanmış yıkama preparatı; X35.
Karabayı ÖSK; Örnek no: 2486.
- Şekil 2 Knitter yöntemiyle hazırlanmış yıkama preparatı (ayıklanmamış); X35.
Karabayı ÖSK; Örnek no: 2468.
- Şekil 3 Knitter yöntemiyle hazırlanmış yıkama preparatı (ayıklanmış); X35.
Karabayı ÖSK; Örnek no: 2486.
- Şekil 4 Knitter yöntemiyle hazırlanmış ve ayıklanmış kompozit yıkama örneği; X35.
Karabayı ÖSK; Örnek no: 2461, 2462, 2463.
Daha önce 2461 ve 2462 numaralı örneklerin ince kesit preparatları çalışılmıştır.
- Şekil 5 Knitter yöntemiyle hazırlanmış ve ayıklanmış kompozit yıkama preparatı; X35.
Karabayı ÖSK; Örnek no: 2490, 2491, 2492.
Daha önce bu örneklerin ince kesitleri çalışılmıştır.
- Şekil 6 Knitter yöntemiyle hazırlanmış kompozit yıkama örneği; X17.
Karabayı ÖSK; Örnek no: 2496, 2497, 2498.
Örneklerin ilk mikropaleontolojik analizleri ince kesit preparatları ile yapılmıştır.



LEVHA 2

- Şekil 1 Knitter yöntemiyle hazırlanmış yıkama preparatında miogypsinid foraminifer ve planktik foraminiferler; X35.
Karabayır ÖSK; Örnek no: 2496, 2497, 2498.
- Şekil 2 Knitter yöntemiyle hazırlanmış yıkama preparatında miogypsinid foraminiferler; X35.
Karabayır ÖSK; Örnek no: 2507, 2508.
Örneklerin ilk mikropaleontolojik analizleri ince kesit preparatları ile yapılmıştır.
- Şekil 3 Kireçtaşından Knitter yöntemiyle izole edilmiş planktik ve bentik foraminiferler; X17.
Karabayır ÖSK; Örnek no: 2513, 2514.
Daha önce bu örneklerin ince kesit preparatları çalışılmıştır.
- Şekil 4 Knitter yöntemiyle hazırlanmış kompozit yıkama preparatında bentik foraminiferler; X17.
Karabayır ÖSK; Örnek no: 2547, 2548, 2549, 2550.
- Şekil 5 Knitter yöntemiyle izole edilmiş dış şelf bentik foraminiferleri; X17.
Karabayır ÖSK; Örnek no: 2580, 2581.
Daha önce bu örneklerin yıkama preparatları incelenmiş, ancak veri elde edilememiştir.
- Şekil 6 Knitter yöntemiyle hazırlanmış yıkama preparatında bryozoa ve bentik foraminiferler; X17.
Karabayır ÖSK; Örnek no: 2591, 2592.



DÜNYA'DA VE TÜRKİYE'DE SEPIYOLİTİK KİL

Güler CAN MTA Fizibilite Etüdleri Dairesi, ANKARA

TANIMI VE ÖZELLİKLERİ

Sepiyolit fillosilikat grubundan bir kil mineralidir. Bu ad ilk kez 1847 yılında Glocker tarafından kullanılmış olup, Yunanca "mürekkep balığı" anlamındaki kelimedenden türetilmiştir. Sepiyolit başlığı altındaki ticari killer ülkemizde lületaşı ve sepiyolitik kil olmak üzere iki ayrı grupta değerlendirilmektedir.

Lületaşı, yurdumuzda, Eskişehir yöresine özgü sepiyolit türüdür. Doğada amorf, kompakt halde ve değişik boyda patates yumruları şeklinde bulunur ve genellikle süs eşyası, biblo veya pipo yapımında kullanılır. Dış görünüş ve rengi ile deniz köpüğünü andırdığı için MEERSCHAUM olarak bilinen bu tip sepiyolit lifli yapıda olup alfa (α)-sepiyolit adını alır. Böyle kompakt tip sepiyolite Türkiye dışında Somali Cumhuriyeti, Tanzanya, Madagaskar, Fas, Fransa, Yunanistan, Yugoslavya, İspanya, Avusturya ve Kenya'da da rastlanır. Kenya'daki yataklar ekonomik olarak işletilebilecek rezervlere sahiptir. Ancak Kenya yumru lu sepiyolitleri düşük kaliteleri ile, Türk Lületaşlarıyla karşılaştırılmaz. Türk lületaşları kalitelerinin üstünlüğü ile Dünya'da rakipsizdir.

Sepiyolitik kil ise süs eşyası yapımına uygun olmayan tabakalı sepiyolit tipi olup laminalı (pulsu) bir yapı gösterir ve beta (β)-sepiyolit olarak da bilinir Beta-sepiyolit, oluşumu, bileşimi, özellikleri ve kullanım alanı ile alfa-sepiyolitten farklıdır. Bu tip sepiyolit sanayi sepiyoliti olarak tanınmaktadır. Sanayi sepiyoliti konusunda Dünya'daki en büyük üretici İspanya'dır. Az miktarda Türkiye, Çin ve ABD'nin de üretiminden söz edilir.

Lületaşı suda yüzdüğü halde, sepiyolitik kil suda kolayca dağılır. Sepiyolitik kilin SiO_2 ve MgO içeriği, lületaşına oranla daha az, buna karşılık Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO içeriği ve ateş kaybı daha fazladır.

KULLANILMASI

Lületaşı gibi yumrular halinde bulunan sepiyolitler genelde süs eşyası ve pipo yapımında kullanılırlar. Yüksek porozite özelliğiyle, absorban olarak, gaz ve sıvıların arıtımında kullanılan sepiyolit kilin az bulunur ve pahalı oluşu, çevre koruma amacıyla (atıkların temizlenmesinde) kullanımını engeller. İşte sepiyolitik kile ihtiyaç ve sepiyolitik killerin değerlendirilmesi gereği bu noktada başlar.

Sepiyolitik kil şu alanlarda kullanılmaktadır.

- Yüksek porozitesi nedeniyle gaz ve sıvıların temizlenmesinde absorban olarak,
- Leke çıkartma amacıyla,
- Otomobil sanayiinde yakıt temizleme ve korozyona dayanıklı oto boyası imalinde,
- Füze ve diğer uzay araçlarının yalıtılmasında,
- Hafif yapı malzemesi olarak,
- Ülsere karşı ilaç olarak,
- İyon değiştirici olarak,
- Parafinlerin ayrılmasında
- Evcil hayvanların altına yaygı malzemesi olarak kullanılır.

Japonya, ABD'den satın aldığı sepiyolitik kili inşaat sektöründe kullanmayı denemektedir. Sepiyolitik kil ilaçların bozulmasına sebep olan demiri denetleyebilmesi bakımından (özellikle hidrokortizon gibi ilaçların oksitlenerek bozulmasını önlediğinden) eczacılıkta kullanım alanı bulur. Ayrıca elektrik sanayiinde katalizör imalinde, nebati ve madeni yağlarla şurupların arıtılmasında, petrol arama sondajlarında, askeri mühimmat imalinde, kağıt ve porselen sanayilerinden kullanılmaktadır.

OLUŞUMU

Sepiyolitik kil gibi mağnezumlu killerin oluşumu özel koşullar gerektirir. Söz konusu killer

sıg denizel çökellerde, ekonomik boyutlu yataklar ise daha çok kapalı gölssel havzalarda, silisce zengin alkali ortam ve koşullarda, kurak ve yarı kurak iklim koşullarında oluşurlar. Bunların bileşimlerine az-çok dolomit de girebilmektedir. Bu tür gölssel havzalarda sık sık fasiyes değişikliği meydana geldiğinden, kil yataklarının kalitesi, sedimantasyon havzasını çevreleyen kayaçların petrografik ve kimyasal durumu ile yakından ilgilidir. Bunun yanısıra çökeltme esnasındaki tektonik hareketlerin devamlılığı da önemlidir.

ÜRETİM TEKNOLOJİSİ

Dünyanın en büyük tabakalı sepiyolit ve sepiyolitik kil üreticisi olan İspanya'da uygulanan üretim yöntemi bütünüyle cevheri kurutarak nem oranını düşürmeye ve öğütülüp sınıflandırmaya dayalıdır. % 45 den fazla nem içeren cevhere önce güneşte kurutma uygulanır. Sonra işletmede 700°C sıcaklıkta nem içeriği % 32 den % 12 ye düşürülür. Daha sonra çeşitli derecelerde sınıflandırılıp, paketlenir.

DÜNYA'DA SEPIYOLİTİK KİL

Dünya pazarının en büyük sepiyolitik kil üreticisi İSPANYA'dır. Türkiye ve ABD de de küçük tonajlarda sepiyolitik kil madenciliği yapılmaktadır.

İSPANYA: İspanya sepiyolitik kil üretimi ile Dünya'ya egemen durumdadır. Eskiden seramik uygulamalarda kullanılan bu kilin İspanya'daki önemli üç üreticisi TOLSA, SEPIOLSA ve MYTA dır.

TOLSA: Ülkenin, değişik yörelerde sepiyolit ve atapulgit gibi özel kil üretme faaliyeti yüreten en büyük kuruluşudur. Madrid-Vallecas ve Toledo-Yuncillos'da sepiyolit taşocaklarına sahiptir. Bu ocaklardan sağlanan 550.000 T/Yıl'lık ham ürün, Madrid'teki 500.000 T/Yıl kapasiteli tesiste işleme tabi tutulur. Bu işlem öğütülüp, 700°C de kurutulurak nemi % 12 seviyesine indirmeyi amaçlar. Sonra tane boyutuna göre sınıflandırma yapılır. Böylece yılda 360.000 ton sepiyolit üretilmektedir. Bu işletme Tolsa'nın toplam kil üretiminin % 75'ini sağlamaktadır. Şirketin 1985 yılı sonunda kapanan Taledo'daki tesisinde de sepiyolit üretilmiştir. Şirketin en basit form olan granül sepiyolit üretim akımı şöyledir.

- % 45 kadar nem içeren cevhere madende güneş kurutması uygulanır.

- Nemini kısmen kaybeden cevher, öğütülüp, stoklanmadan önce, nem oranını % 12 lere kadar indirmek üzere 700°C lik ısıda tekrar bir kurutmaya tabi tutulur.

- Ürün, paketlenmeden önce çeşitli derecelerde sınıflandırılır.

Şirketin nem oranı konusunda sorumluluğu kabul edip, garanti verdiği, tanelenmiş son ürün, dört önemli konuda pazar bulur:

1 - Tüketici ürünleri (hayvan yagısında)

2 - Hayvansal gıda (bağlayıcı, taşıyıcı ve akışkanlık verici olarak)

3 - Endüstriyel ürünler (katalistler, filtreler, absorbanlar, taşıyıcılar ve ağartıcılarda)

4 - Teknik ürünler (gübre, sondaj çamuru, plastik ve seramik sanayilerinde)

Ürün şu şekilde derecelenir:

4/7 mesh ... katalizör

6/30 " hayvan yaygısı-absorban

30/60 " Hayvan ve böcek ilaçları taşıyıcısı

60/100 " yağ filtreleri

120 "ağartıcı topraklar

Tolsanın 250 tip uygulamaya yönelik 45 ayrı derecede ürünü vardır. Tolsa sepiyolitinin % 70'i kedi toprağı olarak tüketilmektedir. Bu maksatla pazara sunulan sepiyolitinin % 90 ı (Almanya, İtalya ve Fransa'ya) ihraç edilir. 800-850.000 tonluk Avrupa kedi toprağı ticaret hacminin % 30'u Tolsa'nın elindedir. Tolsa aynı zamanda hayvan yemi sektörü ile de ilgilidir. 80.000 ton hayvan yemi ihracatının da çoğunluğunu sepiyolit oluşturmaktadır. Bu sepiyolit, şirket üretiminin % 20 sini teşkil eder.

Sepiyolit daha az saf şekli, Tolsa'nın bir yan kuruluşu olan HEFRAN S.A. tarafından Lebrija-SEVİLLA'da üretilmektedir. Yatak % 10-30 sepiyolit içeren kil minerallerinden ibarettir. Cevhere seçimli bir madencilik uygulanmakta, fakat sepiyolit diğer bileşenlerden ayrılmamaktadır. Ocakta Mart'dan Ekim ayına kadar, haftada 5 gün çalışılarak yılda 145.000 ton ham cevher üretilir.

Bu ham cevher 9 km lik mesafedeki tesise güneşte kurutulup stoklanmaya gider. Hefran bu 110.000 T/yıl kapasiteli tesisinde yılda 90.000 ton sepiyolit üretmektedir. Bu da tüm grup üretiminin % 20 si demektir. Cevhere sonra;

- Üç aşamalı öğütme
- İki aşamalı sınıflandırma
- Elekleme

işlemi uygulanır. Uygun olanlar silolanırken 8 mm. den büyükler geri işleme gönderilir. Bu arada 60µ-8 mm. arasında olanlara 150°C ve 220°C de iki aşamalı bir seri kurutma daha uygulanarak nem içeriği % 3 e düşürülür. Ve bu kuru ürün depolanır.

Şirket üretiminin % 80 i hayvan yaygısı olacak iriliktir. Hefran 1991 yılı başında bu ürününü ambalajlamak için bir makine edinmiştir. Son ürünleri için de yeni bir depo inşa etmektedir. Hefran markasını taşıyan hayvan yaygısı için önemli pazarlar İtalya, Fransa ve Portekiz'dir.

SEPIOLSA: Madrid-Toledo bölgesindeki sepiyolit varlığını işleten Sepiol S.A. (Sepiolsa) 1985 de kurulmuş bir şirket olup (bu yatak eskiden Tolsa'ya ait idi) tamamıyla Minerals Y Productos Derivados S.A.'nın bir yan kuruluşudur ve Guadalajara'daki 130.000 T/yıl kapasiteli tesisi besleyebilecek 200.000 T/yıl üretime sahiptir.

Sepiolsa 4 ile 400 mesh arası derecelerde, değişik amaçlı ürünler üretmektedir.

4/30 mesh ..	hayvan yaygısı ve yağ absorblayıcısı
15/30-30/60	" özellikle bitki böcekleri ve hayvan öldürücü ilaçların taşıyıcılarında ve aynı zamanda da yağ absorblayıcısı
60/100	" hayvan yemi için bağlayıcı eleman
-100	" hayvan yeminde vitamin dengeleyicisi
-200, - 400	" ağartıcı topraklar, yağ filtresi ve sondaj çamurunda kullanılmaktadır.

Sepiolsa üretiminin % 70 ı hayvan yaygısı için pazarlanır. Sepiolsanın faaliyeti özellikle batı Avrupa'ya ihracat içindir.

MYTA (Mineria Y Tecnologia de Arcillas):

1987 de kurulmuş bir şirkettir. İspanya'nın en büyük kömür şirketi olan, tarım, madencilik ve hatta inşaatla uğraşan ANGEL LUENGO GROUP'un bir parçasıdır. Şirket faaliyetini Zaragoza-ORERA'daki işletmede ve sepiyolit madenciliğinde odaklamıştır. Sepiyolit ve atapulgit üretimi yaz boyunca yapılarak cevherin nem oranının güneşte kurutulmayla minumuna inmesi sağlanır. Sonra faklı boyutlar oluşturulmak üzere öğütülür, eleklenir. Tozlar üç aşamada aspiratörlerle uzaklaştırılır. Sepiyolit ve atapulgit taneleri 170.000 T/yıl kapasite ile 8 otomatik yoldan paketlenir.

MYTA ürünlerini genelde hayvan yaygısı pazarına adanmış ise de diğer uygulamalar için de satışı vardır.

1989 da 55.000 ton, 1990 da 75.000 ton olan ihracatın 1991 de 100.000 ton olması tahmin edilmektedir. Satışın % 85 i Avrupa topluluğu ülkelerine (EEC) yapılmaktadır.

İspanya'da ayrıca yılda 60.000 ton sepiyolit üreten BENESA (Bu üretimin % 75 i Avrupa Topluluğu ülkelerine hayvan yaygısı olarak pazarlanmaktadır); 120.000 ton sepiyolit+atapulgit+palygorskit üreten MİPSA (Bu üretimin hemen hepsi hayvan yaygısı olarak pazarlanmaktadır); MİNAS-VOLKAN (iki işletmeden yılda 25.000 ton mikronize ve granül sepiyolit üretilmektedir. Üretim genelde yurt içi tüketim içindir, ihracat payı % 15 seviyesindedir) gibi üreticilerden de söz edilebilir.

İspanyanın 1978 de 146.433 ton, 1980 de 281.401 ton, 1984 de 375.000 ton olan toplam sepiyolit üretimi 1988 de 507.782 ton olmuştur.

ABD: Ülkenin tek sepiyolit üreticisi 1989 da INDUSTRIAL MINERAL VENTURE'nin işletmeciliğini devralan FLORIDIN Corp. dır. Tesis, Nevada-California sınırında, Las Vegas'ın 100 mil kuzeybatısındadır. Sepiyolit, Saponit yatakları (bir montmorillonit minerali) arasında oluşmuştur. Bu iki kil mineralinin oluşumunda jeokimyasal parametreler, zaman ve ısı farklılıkları vardır. Floridin şirketi AMARGOSA VADİSİ yatağından elde ettiği seyrek bulunan mineral bileşimini IMV den alınan LATHROP WELLS tesislerinde hektonit ve bentonit ile beraber işlemektedir. Bu tesisin, toplam 40.000 T/yıl'lık üretimin % 80 i sepiyolit; % 20 si saponittir.

Üretilen sepiyolit sıvı gübrelerde süspansiyon ajanı ve hayvanlar için sıvı gıda katkısı olarak kullanılır. Şirket üretiminin önemli miktarı Çin, Japonya gibi uzak doğu ülkelerine satılmaktadır. Japonya ileri uygulamalar için bu sepiyoliti inşaat sektöründe asbest ikamesi amacıyla kullanılmaktadır.

TÜRKİYE'DE TABAKALI SEPIYOLİT (SEPIYOLİTİK KİL)

Türkiye'nin ekonomik olarak değerlendirilebilecek sepiyolitik kil (sanayi tipi veya katmansız sepiyolit) yatakları, Eskişehir, Çanakkale, Bursa, Kütahya ve Isparta'da bulunmaktadır.

REZERV

Eskişehir dolayında Neojen yaşlı göl fasiyesinde sedimanter olarak oluşan sepiyolit yataklarının tabanında, sedimanter manyezit tabakası, üzerinde de ardalanmalı dolomit ve sepiyolit seviyeleri bulunmaktadır.

Bölgedeki tabakalı sepiyolit oluşumlarına ait yayılım alanı, cevherin tabaka kalınlığı ve yoğunluk 2 kabul edildiğinde mümkün sepiyolit rezervi şöyledir:

	Yayılım alanı (m ²)	Tabaka kalınlığı (m)	Mümkün rezerv (TON)
Yörükçayır	1.300.000	1.80	4.680.000
Kepeztepe	800.000	2.00	3.200.000
Çerkezkireç	8.000.000	2.00	32.000.000
Söğütlük	7.000.000	1.20	16.800.000
			+-----
			56.680.000

Böylece tabakalı sepiyolitlerin en yoğun olduğu yatak Yörükçayır'dır. Bu sepiyolitlerin saflığını bozan imprute oranı düşüktür. Yörükçayır ekonomik sepiyolit damarının kalınlığı 1-6 m. arasında değişir. İçinde koyu kahverengi, siyah, yeşil renkli opal damarları vardır. Yataktan alınan örnek lületaşına göre daha gevşek yapıdadır ve suda dağılmaktadır. 1400°C de beyaz renkte pişer, seyreltik asitte tepkime vermez.

Bölgedeki sepiyolitlerden alınan örneklerin kimyasal analizleri şöyledir:

	Yörükçayır %	Kepeztepe %
SiO ₂	57.59	58.65
Al ₂ O ₃	0.80	4.07
MgO	25.90	18.14
Fe ₂ O ₃	0.50	2.86
CaO	1.50	2.93
TiO ₂		0.07
A.Z.	12.99	13.14

ÜRETİM

Türkiye'de tabakalı sepiyolit madenciliği TURAN Madencilik Sanayii ve Ticaret Ltd. tarafından yapılmaktadır. Japon Toyota Tsusho Corp.'nin önemli bir pay ile ortağı bulunduğu Turan Madencilik, Eskişehir'in güney-doğusundaki yüzey depozitlerden üretim yapmaktadır. Yıllık 3.000 ton olan üretim beyaz ve kahverengi olmak üzere iki tiptir. Çıkarılan cevherdeki nem % 40 dolayında olup, güneş kurutması ile % 22 ye indirilir ve daha sonra uygulanan mekanik kurutma ile % 5 e düşürülür. Sepiyolit kahverengi görünümü içerdiği % 3 C dan gelmektedir. Bu tip ürün, jellerde, süspansiyon ajanı olarak ve gübre eldesinde kullanılmaktadır. Beyaz renk ise içerilen az miktardaki dolomitten kaynaklanır ve kedi toprağı, sondaj çamuru katkısı ve absorban olarak kullanıma da uygundur. Üretimin tamamına yakını ortağı Toyota Tsusho Corp.a satılmaktadır.

Yurdumuzda ayrıca Kayaç Madencilik de Orta Anadolu'da tabakalı sepiyolit arama çalışmaları sürdürmektedir.

FİYAT

Turan Madenciliğin ürettiği, Japonya'ya sattığı tabakalı sepiyolit (hava kurutmalı-yığın) 1991 yılı kaynaklarına FOB fiyatı 65 \$/ton dur. Japonya'ya nakli, ton başına 45 \$ lık bir fiyat artışı getirir.

KAYNAKÇA

- 1- MTA haberleri.
- 2- Maden dergisi-Ağustos 1991.
- 3- Metal Maden-Türkiye İhracat Dergisi Şub. 1992.
- 4- Endüstriyel Hammaddeler-IMMIB-Ekim 1990.
- 5- Endüstriyel Hammaddeler-S. Kırkoğlu, 1990.
- 6- Sivrihisar (Eskişehir) civarındaki sepiyolitik killerin jeolojisi N. Güngör.
- 7- Bolu-Kıbrısık sepiyolitinin Sivrihisar-Sedimanter sepiyoliti ile karşılaştırılması T. İrkeç.
- 8- Industrial Minerals June 1991.
- 9- Lületaşı (Sepiyolit) 6. Kalkınma Planı Özel İhtisas Komisyonu Raporu basılmamış.
- 10- Industrial Minerals June 1991.
- 11- Industrial Minerals August 1986.
- 12- Industrial Minerals September 1985.
- 13- Eskişehir Bölgesi Lületaşı ve Magnezit Etüdüleri Raporu. Derleme 7181 Z. Öncel, F. Denizci 1982.

RADYOAKTİVİTE, RADYASYON VE ÇERNOBİL SONRASI YAŞADIKLARIMIZ

Emur ERDEN MTA Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi, ANKARA

Radyoaktivite

Toryum ve Uranyum gibi elementler yavaş ancak devamlı parçalanarak kurşun (Pb) haline gelinceye kadar α alfa, β beta, γ gamma ışınları çıkarırlar. Bu özelliğe radyoaktivite adı verilir.

1934 de radyoaktif olmayan elementlerden radyoaktif şekiller (radyoizotoplar) elde edildi.

1945 de uranyum ve plutonyum fisyonu ile atom bombası geliştirildi. Japonya'ya atılan atom bombası ürünleri atmosferin büyük bir kısmına yayıldı. Bu ürünlerin bir kısmı stratosfere kadar yükseldi. Aylar ve yıllar sonra radyoaktif yağışlar olarak tekrar yere indi.

Radyoaktif ürünlerin yaydıkları radyasyonun özelliklerini şöyle sıralıyabiliriz: Radyasyon ışınları kümülatiftir, yani birikicidir. Diğer bir deyişle, ister birkaç saniyede isterse birkaç yıl boyunca alınsın, genellikle birkaç bin radyanlık bir radyasyon öldürücü olmaktadır. Bir insanın zarar görmeden radyasyon dozu yaklaşık 250 radyan olarak belirlenmiştir. Yine bir kişi saatte 20 radyanlık radyasyon yayılan bir ortamda ancak iki saat kalabilir (1).

Radyasyonun yayılışı küreseldir, yani kaynaktan başlayarak her yöne eşit şekilde olmaktadır. Çevreye bırakılan uzun ömürlü radyoaktif maddelerin bir diğer özelliği de yüzlerce, binlerce yıl ışın yaymaya devam etmeleridir (2).

Radyasyonun güneş ışığından daha enerjik ve daha zararlı olmasına karşın duyu organlarıyla algılanmaması bunun tehlikesini arttırmaktadır.

Radyasyonun etkileri

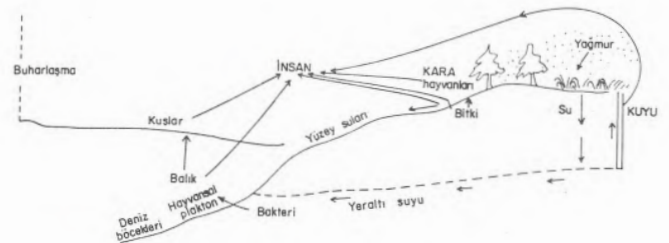
Günümüzde insanlar doğada varoldan çok daha konsantre ve enerjik radyasyon yapmayı başardılar. Yapay radyoizotopların çevremize her boşaltılışı fiziksel ve biyolojik olarak birbirine

bağlı bir seri olayları başlatır. Bütün bunların sonunda serbest bırakılan materyal atmosfer, toprak ve yeraltı suyu içerisinde hareket ederek çeşitli canlı organizmalara ve en son olarak da insana ulaşır (3), (Şekil 1).

Radyasyon biri doğrudan diğeri dolaylı etkisi olan bir zehir sayılabilir. Doğrudan etki kesin darbedir. Vücuda indiği zaman yapılacak birşey yoktur. Dolaylı etki yavaş oluşur. Vücuda tam olarak yerleşmeden önleme olanağı vardır.

Biyolojik olarak bir hücreye doğrudan çarpan radyasyon onu harabeder, hücre yaşamaya devam etse bile artık kendini yenileyemez. Eğer bu hücre yaşamsal önem taşıyorsa dokularda görev bozukluğu oluşur. Eğer ışınlama az yaşamsal molekülle aktif iyonlara ayırırsa, bu taktirde dolaylı etki söz konusudur. Böylece radyasyonun neden olduğu zararlar doza göre onarımı olanaklı birkaç önemsiz hücrenin ölümünden başlayıp kanser oluşumuna ve de ani ölümlere neden olabilmektedir (4).

Çok büyük bir oranda doğrudan radyasyona uğrayan insanın önce sinir sistemi işlevini kaybeder. Sonra kasılma ve titreme ile ölür. Yine radyasyondan yüksek düzeyde büyüyüp çoğalmaya başlar. İşte bu isyan eden hücre kanser hücresidir. Eğer bu şekilde yeter sayıda hücrenin düzeni bozularsa dokular, organlar ve vücudun hepsi tahrip olur.



Şekil 1 Radyoaktif trafik.

Radyasyon yalnızca moleküllerde değil aynı zamanda molekülleri oluşturan atomların yapısında da değişiklik yaratır. Hücre kromozonlarına yüksek enerjili dalga ve partiküllerin çarpmasıyla hücredeki kimyasal bağlar kopar ve kromozomlar küçük parçalara ayrılır. Kromozom, kalan kısmıyla yetinse bile, kromozom üzerindeki genler hasar görmüş olabilir. Radyasyon ışınlarının vücudu delip geçme özelliğinden dolayı üreme organlarındaki hücrelere çarpan bir ışın sadece o insanda değil ondan sonraki nesillerde de istenmeyen karakterler (el ve ayakların gelişmemesi, kanın pıhtılaşmaması, eksik organlar, ölü doğumlar) oluşturur. Bu olaya mutasyon adı verilir.

Yapay radyasyonun ilk kurbanları

Amerikan Atom Enerjisi Komisyonu 1950 li yıllarda nükleer denemelerin sağlık açısından tehlike olmadığını açıklayarak halkı bu tarihi olayı seyretmeye çağırdı. Amerika'da bu denemeleri izleyen binlerce kişi kansere yakalandı, sakat doğumlar şaşırtıcı düzeye çıktı. Daha sonraki yıllarda ise atom denemelerinin atmosferde yapılması uluslararası düzeyde yasaklandı (5).

ÇERNOBİL OLAYI

26 Nisan 1986 tarihinde Ukrayna'nın başkenti Kiev'in 140 km kuzeyindeki Çernobil'de tarihin en büyük nükleer kazasında atom bombasının yakıtı olarak bilinen plutonyumun santral kalbinden dışarı sızmasıyla çevreye, atmosfere bulaştı.

27 Nisan 1986 da kazadan bir gün sonra rüzgar Karadeniz, Baltık denizi ve İskandinav ülkelerine radyasyon yüklü bulutları getirmeye başladı.

28 Nisan 1986 günü ilk olarak İsveç yüksek oranda radyasyonu tesbit edince Moskova Televizyonu Çernobil kazasını dünyaya duyurmak zorunda kaldı.

29 Nisanda Amerikan uydusu Çernobil kazasının uzaydan fotoğrafını çekince olayın büyüklüğü anlaşıldı.

30 Nisanda Avrupa, besinler ve ithal edilen mallar üzerinde radyasyon denetimine başladı.

4 Mayıs 1986 da Edirne'de yağın yağmurla radyoaktif maddelerin toprağa düştüğü görüldü ve bir panik yaşandı. Edirne'de alınan birkaç önlemin

dışında önemli bir şey yok denildi.

24 Mayıs 1986 da Avrupa ülkelerinde hamile kadınlar arasında tedirginlik başladığı görüldü.

13 Haziran 1986 günü Sanayi ve Ticaret Bakanı "Türkiye radyasyondan çok etkilenmemiştir, hiçbir gıdada insan sağlığına tehlike verecek oranda radyasyon bulunmamaktadır" açıklamasını yapıyordu.

15 Haziran 1986 da dönemin Atom Enerjisi Kurumu Başkanı ise "Ne bulursanız yiyin, gıdalarda insan sağlığına zarar verecek ölçüde radyasyon bulunmamaktadır" şeklinde açıklama yapıyordu.

Tüm bu açıklamaların arkasından 13 Temmuz 1986 tarihinde ihraç edilen Türk çayının radyasyon oranının yüksek olması nedeniyle İngiltere'den geri gönderilmesiyle radyasyon yeniden tartışılmaya başlandı.

4 Eylül 1986 da Almanya, Hollanda, Belçika gibi ülkelerden radyasyon oranı yüksek olduğundan Türk çayı ve fındığı geri gönderildi.

2 Aralık 1986 günü dönemin Sanayi ve Ticaret Bakanı "Ben her gün 7-8 bardak çay içiyorum. Biz radyasyonlu çayı eski çaylarla harmanladık ve radyasyonun oranını düşürdük" demesi bilim adamlarınca temiz çayların da kirlendiği şeklinde yorumlandı.

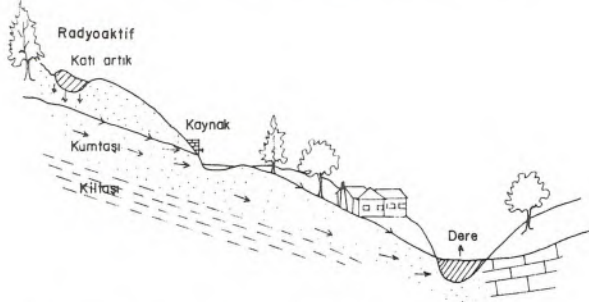
1986 yılı içinde Atom Enerjisi Kurumu yaptığı araştırmalarda çaydaki radyasyonun deme geçiş oranlarını % 1.66 - % 3 olarak belirtirken, Bakanlık bu oranı % 2 olarak açıkladı. Aynı tarihlerde ODTÜ de Prof. Olcay Birgül başkanlığındaki öğretim üyeleri radyasyonun deme geçme oranının % 60 olduğunu, çayda radyasyonun tehlikeli boyutlarda olduğunu ve radyasyonun büyük bir kısmının deme geçtiğini açıkladılar.

Aradan 6 yıl geçtikten sonra dönemin Sanayi ve Ticaret Bakanı Cahit Aral'ın bir gazetede çıkan "Radyasyonu gizledik, halktan özür diliyoruz" yolundaki sözleri radyasyon tartışmasını yeniden gündeme getirdi. Konunun TBMM de görüşüleceği belirtilirken, Sağlık Bakanı konuyla ilgili geniş çalışma başlatıldığını açıkladı.

Bu arada TV de Rize'de naylon torbalarla toprağa gömülen çayların naylon torbalarının

parçalandığı ve gömülen yerin alt seviyesindeki derenin renkli aktığı ve radyasyonun bu dereye sızdığı derede hiçbir canlı kalmadığı belirtildi (6). Eğer bu iddia doğru ise söz konusu durumun o yöredeki insanlar için büyük tehlike oluşturacağı kesindir (Şekil 2).

Sonuç olarak radyasyonun esas etkisinin on yıldan sonra görüldüğü bilindiğine göre radyasyonu uzun bir süre daha tartışacağız. Bizleri bu konu-



Su devrinin karadaki hareketinde katı artıkların sızıntılarının suyla birlikte hareketi

Kaynak William Scheider
Environmental Geology
Pennsylvania, Ross Inc., (1975), p. 279

Şekil 2 Yaşamsal önemi olan yeraltı suyunun kirlenmesi.

da düşünmeye sevkeden yitirdiğimiz hocamız Prof. Dr. Olcay Birgül'ü saygı ile anıyoruz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- 1) Radyasyonun Genetik Etkileri, (Ankara: AEK, No: 6) s. 20-28.
- 2) Atom Tabiat ve İnsan, (Ankara: AEK, 1969), s. 22.
- 3) Radyoaktif Kalıntılar, (Ankara: AEK, 1968), s. 13.
- 4) Vücudumuz ve Radyasyon (Ankara: AEK, 1969), s. 43-53.
- 5) "Atom Bombasının Amerika'lı Kurbanları" (Cumhuriyet, 24 Aralık, 1982), s. 1, sü. 5.
- 6) Ateş Hattı, "Radyasyon" Açıkoturumu, TRT 1, 6 Ocak 1993 Çarşamba Saat 22.10.

KAYNAKÇA

Erden, E., Çevre Sorunları Açısından Nükleer Enerji, Türkiye ve Orta Doğu Amme İdaresi Enstitüsü, Kamu Yönetim Lisans Üstü Uzmanlık Programı, Uzmanlık (Master) Tezi Ankara, 1983.

MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ



Tel: (4)-287 34 30

GENEL MÜDÜRLÜK

Telex: 42040 mta tr.

Fax: (4) - 222 82 78

Adres: MTA 06520, ANKARA

BÖLGE MÜDÜRLÜKLERİ

Adana

Tel: (71) 390472

Fax: (71) 390485

Bahçeşehir

Tel: (661) 12702

Fax: (661) 30822

Çorlu

Tel: (185) 12535

Fax: (185) 12981

Diyarbakır

Tel: (831) 13027

Fax: (831) 21523

İzmir

Tel: (51) 188181

Fax: (51) 184901

Kızılcahamam

Tel: (4531) 1250

Fax: (4531) 1251

Konya

Tel: (33) 132165

Fax: (33) 132813

Malatya

Tel: (821) 15486

Fax: (821) 15485

Sivas

Tel: (47) 212430

Fax: (47) 237281

Trabzon

Tel: (03) 115632

Fax: (03) 123144

Van

Tel: (061) 51174

Fax: (061) 51174

Zonguldak

Tel: (381) 14040

Fax: (381) 30946

İSTANBUL İRTİBAT MÜDÜRLÜĞÜ

Tel: (1) 144 24 48

Fax: (1) 143 11 39

Bartington

Bartington Instruments Ltd
Spendlove Centre, Charlbury,
Oxford OX7 3PQ, England.

Tel: +44 608 810657
Fax: +44 608 811417

Bartington Instruments Ltd

The high technology specialists in innovative magnetic measuring instruments



MS2 Magnetic Susceptibility System

The Meter **MS2** is used in conjunction with a variety of probes in the field and laboratory for measurements to a sensitivity of 1×10^{-6} cgs (approx. 0.0003% magnetite) in 1 second.

All sensors are interchangeable without any adjustments. A comprehensive range of IBM - compatible software is available.

The **MS2** system features high accuracy with very low measurement drift. With its wide range of applications the **MS2** will enhance the quality of your survey data.

BSS02A Borehole Magnetic Susceptibility System

The **BSS02A** is used for mineral prospection and stratigraphic correlation to depths of 6000 metres. It comprises a surface module and 43mm diameter sonde which is calibrated for a 50mm borehole.

It operates over single conductor cable and can be run in tandem with other tools. Output is in the form of a continuous sinewave and will not interfere with adjacent channels.

The **BSS02A** has a wide measuring range (10^5 to 10^1 cgs) and offers high spatial resolution with very low measurement drift. It will operate to pressures of 10,000 psi and a temperature of 120° C.



For further information contact:

BUPAT Ltd
Menekse Sokak
No. 13/15 Kizilay 06440
Ankara

Tel : Ankara (4) 417 07 16
: Istanbul (1) 345 78 31

ANADOLU'NUN RENKLİ OLARAK BASILAN İLK JEOLOJİ HARİTALARI-II

A) Kastamonu dolaylarının jeoloji haritası:

Kastamonu lisesi Almanca öğretmeni Mehmet Cemal Bey'in, Prof. Richard Leonard'ın incelemelerinden faydalanarak hazırladığı harita vilayet matbaası dizgicisi Kemal Efendi'nin yardımıyla 1910 yılında basılmıştır. Orjinal boyutları 97,5 cm x 70,5 cm olup 1/400.000 ölçeklidir. Haritanın üzerinde Arap alfabesi ile aşağıdaki açıklama yer almaktadır:

Kastamonu, Kengiraye, Zonguldak, Bolu vilayetlerini tamamen Sinop, Ankara, Eskişehir, Kocaeli vilayetlerini kısmen ihtiva eden ŞİMALİ ANADOLU'nun bir kısmına mahsus mufassal haritadır. İşbu harita Almanya'nın meşahir ulemasından doktor profesör Rişard Leonard'ın bu havalide en son olarak yaptığı seyahatlerle esaslı tetkikat ve mesahatina istinaden o civardan getirdiği "paflagonya" nam-ı eserinde münderiç topoğrafik haritadan Kaıstamoni Lisesi Almanca muallimi Mehmet Cemal bey tarafından aynen nakil ve vilayet matbaası sermürettibi Kemal Efendi tarafından istinsah olunmak suretiyle yapılmıştır.

B) Avrupa Uluslararası Jeoloji Haritası'nın 33-34-40-41 nolu paftaları:

G. Berg tarafından düzenlenmiş ve 1911 yılında Almanya'da Berlin'de basılmıştır. Orjinal boyutları 111 cm x 104 cm. olup 1/1.500.000 ölçeklidir.

C) 1/800.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (İstanbul Paftası):

İlk basılan resmi Türkiye Jeoloji haritası 1/800.000 ölçekli olup 8 paftadan oluşur. MTA tarafından yayınlanan bu haritanın basım tarihi 1942 yılı olup, orjinal boyutları 71 cm x 53,5 cm dir.

Map of the Middle East
from the manuscript
"The History of the
Islamic World"
by Ibn Khaldun
14th century



Scale: 1:100,000
Legend: Mountains, Rivers, Cities, Seas

تاریخ العالم الاسلامی

تالیف ابن خلدون
مجلد اول
تاریخ العرب و اسلامیات



تاریخ العرب و اسلامیات

تاریخ العرب و اسلامیات
مجلد اول
تاریخ العرب و اسلامیات

Carte géologique internationale de l'Europe.

Carte géologique internationale de l'Europe.



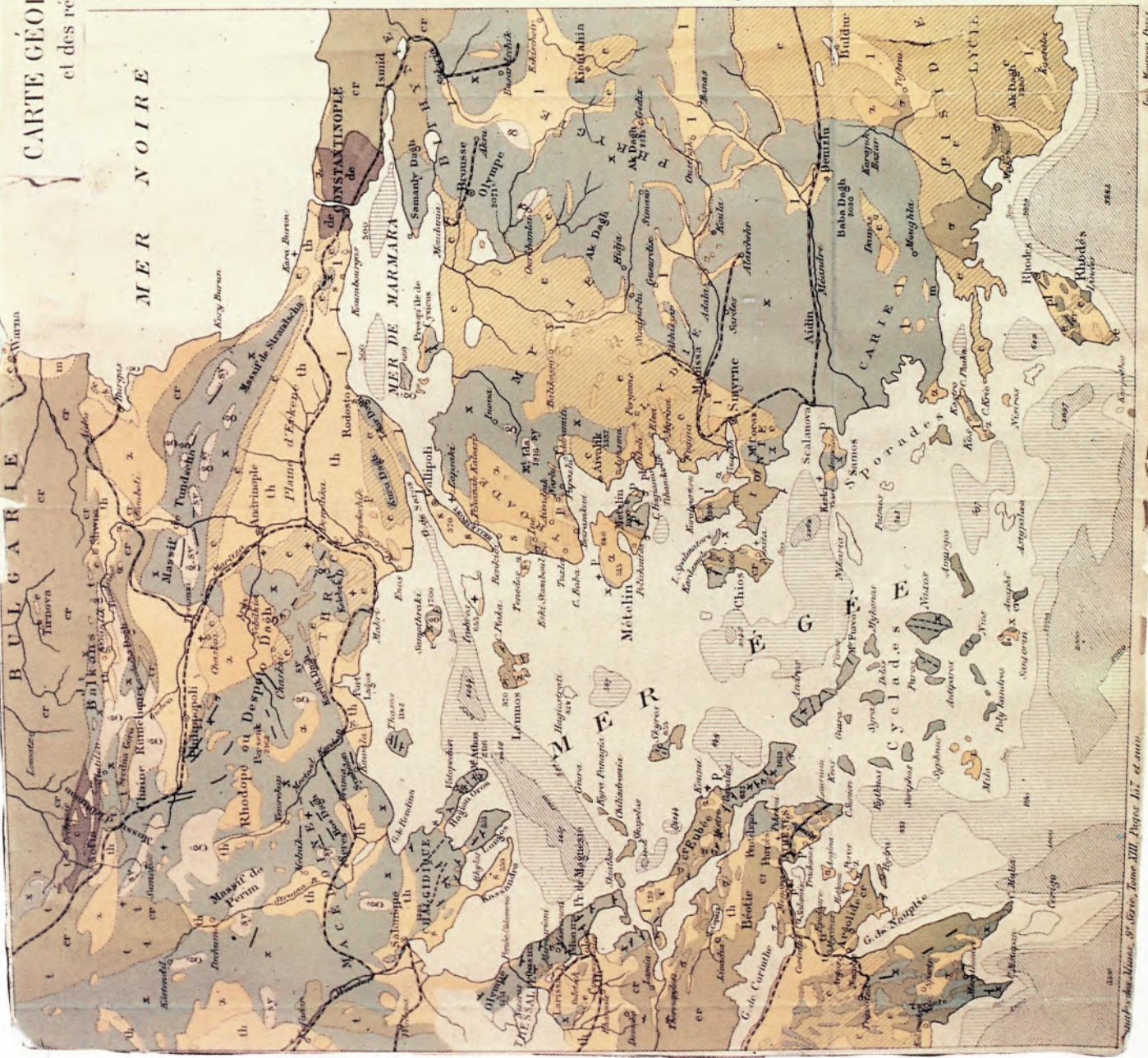
Carte géologique internationale de l'Europe.
Échelle 1:100,000,000
1906

ARKA KAPAK: Ege Bölgesinin bilinen en eski Jeoloji Haritası. 1873 Yılında Fransa'da, Paris'te yayınlanan "Annales des Mines" adlı periyodik derginin 9 ncu seri - XIII ncü sayısında 157 nci sayfa'da basılmıştır. Orijinal boyutları 32 cm x 24 cm. olup 1/3.500.000 ölçeklidir.

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MER ÉGÉE

et des régions avoisinantes au 3500000.

MER NOIRE



LÉGENDE

- | | |
|----|---|
| th | Thracien et Dabouca. |
| pl | Pliocène marin. |
| l | Léontin. |
| p | Platien. |
| s | Sardien. |
| m | Miocène inférieur marin. |
| e | Eocène. |
| cr | Craie (passive avec passage à l'éocène en Asie mineure, etc.). |
| ti | Tithonique. |
| t | Trias. |
| c | Carbonifère. |
| de | Dévonien inférieur. |
| x | Schistes métamorphiques micacés et gross. muscov. amphibolites, souvent avec granites et autres roches non distinguées. |
| g | Granite et granulo. |
| sv | Syénite. |
| g | Gneiss. |
| 7 | Serpentines. |
| z | Andésites, trachytes, basaltes, etc. |
| + | Basalte de lignite. |
| ⊗ | Profondeurs marines supérieures à 500 m. |
| ⊗ | Profondeurs marines inférieures à 500 m. |
| / | Direction des couches et sens de plissement. |
| / | Directions générales de placements. |