

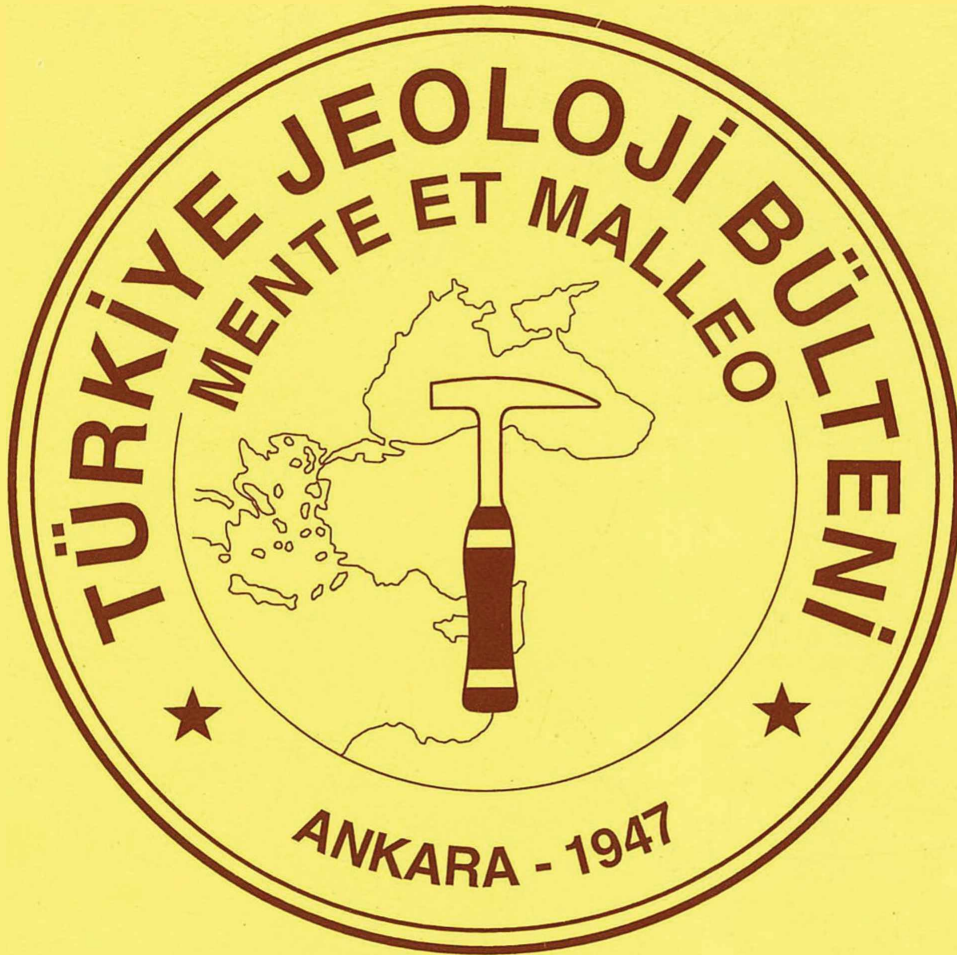
TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1998 Cilt 41 Sayı 2

August 1998 Volume 41 Number 2

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Ayhan KÖSEBALABAN	Başkan (President)
Aydın ÇELEBİ	İkinci Başkan (Vice President)
Mutlu GÜRLER	Yazman (Secretary)
Ali KAYABAŞI	Sayman (Treasurer)
Onder AYDOĞDU	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Faruk OCAKOĞLU	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Cumhur GAZİOĞLU	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey
Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors

Sefer ÖRÇEN, MTA, Türkiye
Cem SARAÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye

Teknik Yönetmen / Technical Editor

Engin Öncü SÜMER, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

Bahattin AYRANCI, Zurich Üniversitesi, İsviçre
Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Erdin BOZKURT, O.D.T.Ü., Türkiye
Durmuş BOZTUĞ, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Jean CHOROWICZ, Paris VI Üniversitesi, Fransa
Max DEYNOUX, CNRS, Fransa
Vedat DOYURAN, O.D.T.Ü., Türkiye
Peter A.DOWD, Leeds Üniversitesi, İngiltere
Mehmet EKMEKÇİ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Yavuz ERKAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Ayhan ERLER, O.D.T.Ü., Türkiye
Kemal INAN, Min. ve Enerji B., Avustralya

Gilbert KELLING, Keele Üniversitesi, İngiltere
Alan LEJAY, ELF Aquitaine, Fransa
Engin MERİÇ, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Teoman NORMAN, O.D.T.Ü., Türkiye
Doğan PAKTUNÇ, Canmet Min. B.Lab, Kanada
Asaf PEKDEĞER, Freie Üniversitesi, Almanya
Muharrem SATIR, Tübingen Üniversitesi, Almanya
Barry SCOTT, Leicester Üniversitesi, İngiltere
Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Reşat ULUSAY, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi, Türkiye

Bu sayıda makaleleri inceleyerek katkıda bulunanlar

Contributors of this issue

A. Ümit TOLLUOĞLU, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
M. Kazım DÜZBASTILAR, Dokuz Eylül Üniversitesi, Türkiye
Yılmaz BÜRKÜT, İ.T.Ü., Türkiye

Cemal TUNOĞLU, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Mehmet DURU, M.T.A., Türkiye
Nurdan INAN, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye

Yazışma adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K.464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (312) 434 36 01 Faks: (312) 343 23 88
www.jmo.org.tr
e-mail:tmmobj-o @ tr-net.net.tr

Correspondence adress

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.O.Box 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (312) 434 36 01 Faks: (312) 343 23 88
www.jmo.org.tr
e-mail:tmmobj-o @ tr-net.net.tr

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1998 Cilt 41 Sayı 2
August 1998 Vol. 41 No 2

JSSN 1016-9164

İÇİNDEKILER CONTENTS

- Kan Yayla (Maçka-Trabzon) altınlı Zn-Pb yatağının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri
Mineralogical and geochemical characteristics of the Kan Yayla (Maçka-Trabzon) Au bearing Zn-Pb deposit
.....B.YALÇINALP 1
- Tumanpınarı (Bahkesir-Dursunbey) Fe-Mn cevherleşmesinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri
Geological, mineralogical and geochemical characteristics of Tumanpınarı Fe-Mn deposit, Dursunbey, Balıkesir
.....A. H. GÜLTEKİN, Y. ÖRGÜN, F. YAVUZ 13
- Orhaniye Bölgesi (Ankara kuzeyi) Üst Kretase-Eosen istifinin kil stratigrafisi: Eski ortamsai ve iklimsel koşullara ilişkin bazı ipuçları
Clay stratigraphy of the Upper Cretaceous-Eocene sediments in the Orhaniye Region (Northern Ankara): Some implications to paleoenvironmental and paleoclimatic conditions
.....F.OCAKOĞLU 31
- Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında neotektonik aktivitesi
Neotectonic activity of Eskişehir fault zone between İnönü and Sultandere
.....E. ALTUNEL, A. BARKA 41
- Göynük Pb-Zn cevherleşmesinin (Yahyah-Kayseri) kökeni
Genesis of the Göynük Pb-Zn mineralization (Yahyah-Kayseri)
.....O. KOPTAGEL, A. EFE, F. CEYHAN 53
- Batı Pontidler'in Paleosen-Eosen bentik foraminifer toplulukları
Paleocene-Eocene benthic foraminifera assemblages in the Western Pontids
.....JV. ÖZGEN 63
- Sarıalan formasyonunun (Hgaz-Çankırı) tanımlanması
The description of Sarıalan formation (Ilgaz-Çankırı)
.....JVI. AKYAZI, M. TUNÇ 79
- Dodurga (Çorum) kömür havzasında karbonat ve smektit minerallerinin kökeni ve diyajenetik evrimi
Origin and diagenetic evolution of carbonate and smectite minerals in the Dodurga (Çorum) coal basin
.....Jî. YALÇIN, Ş. KARSLI 95
- Deprem hasarlarının belirlenmesinde coğrafi bilgi sistemi (22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi, Türkiye)
Determination of earthquake hazards by using geographic information system (22 July 1967 Mudurnu Valley earthquake, Turkey)
.....JVI. NURLU, S. GÖRMÜŞ 109
- Arazi kullanım kapasitesi belirleme çalışmalarında yerbilim verilerinin uygulanmasına bir örnek: Aşağı Filyos Vadisi (Zonguldak, Batı Karadeniz)
Application of earth sciences in the land use capability analyses: a case study in the Lower Filyos Valley (Zonguldak, Western Black Sea)
.....T. Y. DUMAN., Ö. EMRE, A.E. AKÇAY, Ş. UYSAL, M. ÖZMUTAF, E. BOZBAY, O. TONGAL, M. SÖNMEZ 117

Şereflikoçhisar (İç Anadolu-Türkiye) Maastrilitiyen'indeki <i>Orbitoides apiculatus</i> Schlumberger şizogonik çoğalması hakkında <i>Schizogony in Orbitoides apiculatus Schlumberger from the Maastrichtian of Şereflikoçhisar (Central Anatolia-Turkey)</i>E, MERİÇ, N. İNAN, M. GÖRMÜŞ 131	Adriyatik platformu ve Torid platformu'nda bentik foraminiferlerle K/T geçişinin karşılaştırılması <i>The correlation of KIT transition with benthic foraminifera in the Adriatic platform and Taurid platform</i>M. AKYAZI, N. ÖZGEN, N. İNAN 165
Zilan (Erciş-Van) yöresi pomza tüllerinde gelişen mangan oluşğunun jeolojisi ve jeokimyası <i>Geology and geochemistry of manganese occur- rence in the pumice tuffs in the Zilan (Erciş-Van) area, Eastern Turkey</i>M. ARSLAN, M. AKÇAY 139	Sulakyurt granitoidindeki gabroların derin yapısının sondajlarla belirlenmesi <i>Determination of the deep structure of the gabbroic rocks within Sulakyurt granitoid by the boreholes</i>Y. K. KADIOĞLU, A. ÖZSAN 177
İzmit Körfezi Plio-Kuaterner çökellerinin sismik irdelenmesi <i>A seismic review of the P Ho-Quaternary sediments at the İzmit Bay</i>G. ÖZHAN, D. BAYRAK 151	Tartışmaİ. E. KEREY 187
	YanıtM. T. NALBANTÇILAR 189

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Sayın Okurlarımız,

Türkiye Jeoloji Bülteni'nin 41/2. sayısını çıkarmış bulunmaktayız. Bu sayıda 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda sunulmuş olan bazı makaleler de gerekli olan hakem incelemelerinden geçerek yer almıştır.

Bültenimizin yayım amaçları, kuralları ve yayma kabul ilkeleri yeniden belirlenerek, geniş bir şekilde bu sayının sonunda bilgilerinize sunulmaktadır. Bundan sonra gönderilecek olan makalelerin bu kurallar dikkate alınarak düzenlenmesi ve gönderilmesi gerekmektedir.

Bültenimize göstermiş olduğunuz ilgiye teşekkür ederiz.

Editörler



Kan Yayla (Maçka-Trabzon) altınlı Zn-Pb yatağının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri

Mineralogical and geochemical characteristics of the Kan Yayla (Maçka-Trabzon) Au-bearing Zn-Pb deposit

Bülent YALÇINALP

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon

Öz

Kan Yayla yöresi kayalar Jura'dan Tersiyer'e kadar değişen birimlerden oluşmaktadır. Yörenin mineralizasyon içeren birimi tabandaki Jura yaşlı spilitlemiş bazalt, andezit lav ve piroklastlarının oluşturduğu Pontid Alt Bazik Karmaşığı üzerine gelen Üst Kretase yaşlı cevherli dasitlerdir. Bu birimi üstleyen Dikkaya Dasiti yine Üst Kretase yaşlı olup cevherleşme içermez. Bu birimlere Tersiyer yaşlı Zigana Granitoidi sokulum yapmıştır. Valles tipi kaldera oluşumuna bağlı olarak gelişen kırık sistemi, yöredeki cevherleşmelerin yerleşimini kontrol etmektedir. Kan Yayla Zn-Pb yatağı altın yönünden önemli olup, birbirine paralel konumdaki damarlar şeklinde yerleşmiştir. Sıvı kapanım çalışmaları düşük sıcaklıklı hidrotermal oluşumu işaret etmektedir. Damarlardaki eş oluşumlu parajenez başlıca: sfalerit, galen, pirit, kalkopirit, fahlerz, frayberjit, nabit altın ve elektrumdur. Jeokimyasal incelemeler, altının antimon ve arseniğe, gümüşün kurşuna, kadmiyumun çinkoya bağlı olarak arttığını ortaya koymaktadır.

Anahtar kelimeler: Zn-Pb-Au cevherleşmesi, Mineraloji, Jeokimya

Abstract

Kan Yayla area contains rocks ranging in age from Jurassic to Tertiary. Upper Cretaceous aged ore-bearing dacite is the host to various mineral occurrences, overlies Pontid Lower Basic Complex composed of spilittic basalt, andesite lavas and their pyroclastic varieties of Jurassic. The ore-bearing dacite is overlain by the barren Dikkaya Dacite of Upper Cretaceous. All the lithologies are intruded by the Zigana Granitoid of Tertiary. The fracture systems caused by the Valles Type caldera formation in the area, is the main control for the mineralization. The Kan Yayla Zn-Pb deposit contains subparallel veins and has significant concentrations of gold. Fluid inclusion studies indicate low-temperature hydrothermal conditions for mineral deposition. Syngenetic paragenesis are given as: Sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite, fahlore, fraybergite, native gold and electrum. Geochemical studies show that gold correlates with antimony and arsenic, silver with lead, and cadmium with zinc.

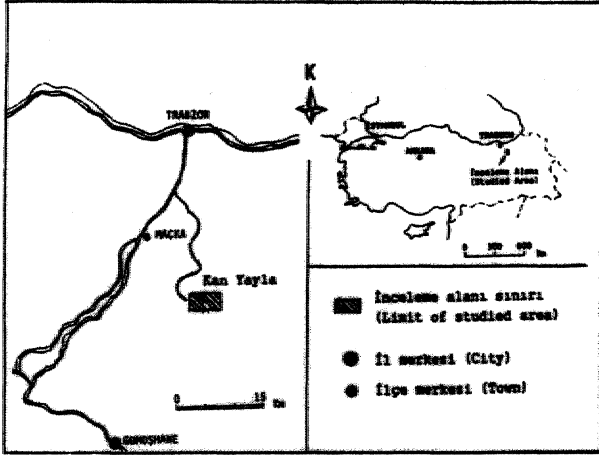
Key words: Zn-Pb-Au occurrences, Mineralogy, Geochemistry.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Trabzon'un 45 km güneyinde Maçka İlçesi güney sınırında, Kan Yayla mevkiinde yer almaktadır (Şekil 1). Yöre, çok sayıda cevherleşmeyi içermesi nedeniyle araştırmacıların ilgisini çekmiştir. (Gülbrahimoğlu, 1986; Calap, 1987; Anglo-Tur, 1992). Bu çalışmaların en detaylısı, Anglo-Tur şirketi tarafından yörenin altın potansiyelini ortaya çıkartmak amacıyla yapılan jeokimyasal ve sondaj çalışmalarıdır. Bu çalışmada, Kan Yayla'yı da içine alan 35 km²'lik bir alanda toprak, dere sedimanı ve kayalar örneklerinden jeokimyasal çalışmalar yapılarak altın anomalileri saptanmıştır. En umutli sahalardan birisi olan Kan Yayla damarları civarında 21 adet kırıntılı, 3 adet de karotlu sondaj yapılarak altın dağılımı incelenmiştir. Halen özel bir şirket tarafından

işletilen Kan Yayla damarından yılda 3000 ton, 10 ppm altın ve 90 ppm gümüş içeren Zn-Pb sülfür konsantrasyonu elde edilerek ihraç edilmektedir.

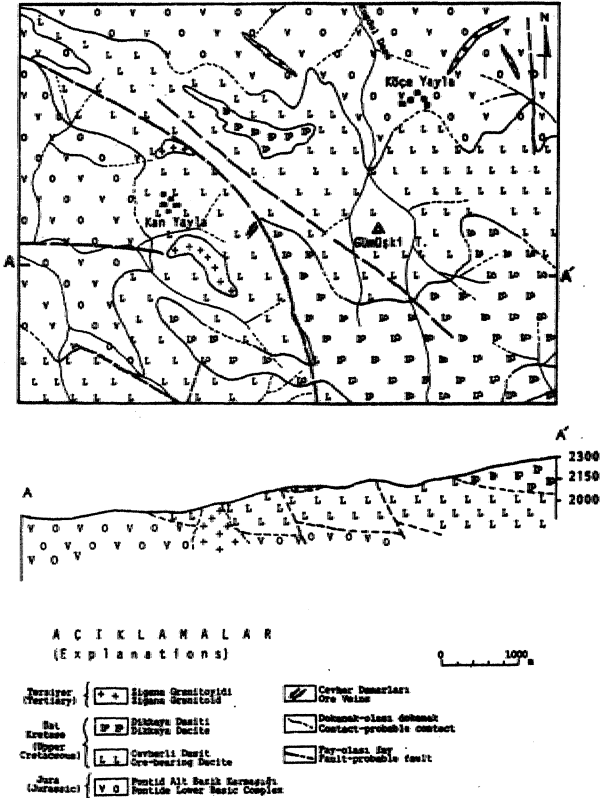
Bu incelemede, Kan Yayla yöresindeki mineralleşme ve cevherleşmelerin jeolojik ve tektonik konumunu incelemek amacıyla 1/25.000 ölçekli jeolojik; Kan Yayla yatağı civarında da 1/500 ölçekli jeolojik, cevherleşme ve ayrışma haritası yapılmıştır. Sahadan derlenen kayalar ve cevher örnekleri üzerinde ince kesit, parlatma, sıvı kapanım ve kimyasal analiz çalışmaları yapılarak yatağın yerleşimi, cevher-yan kayalar ilişkisi, parajenez ve süksesyonu ile jeokimyasal özellikleri saptanmıştır. Bu araştırmalar sonucunda ortaya konulan verilerden yararlanarak cevherleşmenin kökeni hakkında yoruma gidilmiştir.



Şekil 1. Coğrafi konum.
Figure 1. Geographical location.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında, yaşlan Jura* dan Tersiyerce kadar değişen, tamamı magmatik olan kayaç birimleri gözlenir. Bunlar alttan üste doğru; Poetid Alt Bazik Karmaşığı, cevherli dasit,, Dikkaya Dasiti ve Zigana Granitoyidi'dir (Şekil 2). Bo. kayaçların belirgin özellikleri aşağıda özetlenmiştir.



Şekil 2. Araştırma alanının jeoloji haritası ve jeolojik kesiti.
Figure 2. Geological map and cross-section of the study area.

Pontid Alt Bazik Karmaşığı

Yörenin en eski kayaçları, "Alt Bazik Seri" veya "Fontid Alt Bazik Karmaşığı" olarak adlandırılan (Shidtz-Westnim, 1961; Gedikoğlu, 1978; Yalçınalp, 1992) Jura yaşlı kayalar oluşturmaktadır. Kan Yayla'nın batısına,, Köçe Yayla'nın da kuzeyine doğru yayılım gösteren kayaçlar, spilitleşmiş veya keratofirleşmiş, bazalt. andezit lav ve bunların piroklastiklerinden oluşmuştur (Şekil 2). Bu seriye ait kayaçların diğer yaşta kayalara oranla daha çok ayrılmış olması, bol gözenek içermesi ve bu gözeneklerin, kalsit, epidot ve pirit mineralleriyle dolu olması makroskobik özelliklerini oluşturur. Bazaltların mikroskobik incelemelerinde kısmen veya tamamen ayrılmış plajiyoklas fenokristalleri ve yarı özşekilli ojitin yanısıra nadir olarak gözlenen olivinlerin de çoğunlukla iddingsite dönüştüğü gözlenmiştir. Andezitlerde ise amfiboller tamamen ayrılarak kalsit ve klorite dönüşmüştür. Pontid Alt Bazik Karmaşığının spilitleşme ve keratofirleşme gösteren kesimlerinde plajiyoklaslar tamamen albitleşmişlerdir. Andezit ve bazaltik tüller ise şiddetli ayrışma sonucu ilksel bileşimlerini kaybetmişler ve kalsit, serisit, klorit ve kil minerallerinin egemen olduğu bir kompozisyon oluşturmuşlardır.

Cevherli Dasit

Boğe Karadeniz Bölgesi'nde Jura-Alt Kretase yaşlı birimlerin hemen üzerine gelen ve bölgenin hemen her kesiminde önemli sülfürlü cevherleşmeleri içeren dasitikriyodasitik lav ve tüfler araştırmacılar tarafından "cevherli dasit" olarak adlandırılırlar (Alpan, 1971; Aslaner, 1977; Özsayar vd., 1981). Gümüşki Tepe civarında, genellikle litik kristal tuf ve ignimbrit karakterinde olan bu kayaçların üst kesimleri kısmen breşik yapıda gözlenir. Mikroskopta çubuk şekilli cam parçalarının kristal parçacıklarıyla birlikte, kırılmış kuvars ve feldspat tanelerinin oluşturduğu bir matrikste beraberce lamine bir şekilde, dizildikleri görülmektedir. Ayrıca yoğun serisitlenme ve silislenmeyle birlikte pirit mineralleşmenin bolluğu dikkati çeker. Yöredeki cevherleşmeler cevherli dasitler içinde gelişmiştir (Şekil 2). İnceleme alanında, etkisinde kaldığı hidrotermal ve yüzeysel ayrışmanın mineral çeşidine bağlı olarak, grimsi, sarımsı ve açık yeşilimsi, renkler gösteren, bu kayaçlar, bol miktarda özşekilli pirit kristalleri içerir. Kil, limonit,, serisit, klorit ve kalsit gibi ayrışma minerallerince oldukça zenginler. Pontidlerin hemen her yerinde olduğu gibi, Kan Yayla yöresinde de cevherli dasitlerin en önemli ayırtma özellikleri, daima serisit ayrışması ve pirit mineralleşmesi içermesidir (Aslaner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Yalçınalp, 1983 ve Van, 1990).

Dikkaya Dasiti

Renginin ayırtman özelliğinden dolayı önceki çalışmalarda **mor** dasit adı **verilen**; **Yalçınalp** (1992) tarafından Dikkaya Dasiti olarak tanımlanan **dasitik** ve **riyodasitik kayaçlar** Gümüşişki Tepe- güneyinden itibaren **yüzeyleyirler**.. Ayrıca kendinden daha yaşlı **olan** birimleri kesen irili ufaklı **daykılan da mevcuttur** (Şekil 2).. Cevherli Dasitlerin hemen, üzerine gelen bu birim» sert topolra.fl.ar' **oluşturur**, cevher minerali içermez ve ayrışma göstermez.. Cevherli dasitlerde çok nadir' görülen **pirizmatik** yapı, Dikkaya Dasitinde çok yaygın izlenmektedir.. Dikkaya **Dasitine** ait tüfler yörede- genellikle riyodasitik **lav** karakterlidir ve oldukça iyi **tabakalanma** gösterirler.. **KD-GB doğrultulu tabakalanma**, 2,5-50° arasında **GD'ya** dalmaktadır.

Zigana Granitoyidi

İnceleme alanının **güneyinden itibaren** geniş yayılım gösteren, bu **kayaçların** adı, zirvelerini **oluşturduğu** **Zigana Dağları'ndan** türetilmiştir (Yalçınalp, 1992). **Granitoyidio Kan Yayla'nın güneyinde** ve kuzeyinde iki küçük **yüzleği bulunmaktadır** (Şekil 2). Zigana. Granitoyidi, inceleme alanının dışında geniş **yüzeylemeler** oluştururlar'.. İnce taneli dokudaki bu birim., açık pembeden, griye kadar değişen, renkler' **göstermektedir**. Çatlak, sistemlerinin **yoğun olduğu yerlerde** .kısmi **arenalaşma** hakimdir. Mikroskobik incelemelerde kuvarslı **mikrodiyorit** karakterinde **olduğu gözlenmiştir**. Dokanak yaptığı **kayaçları** az da olsa etkileyerek dar bir **zonda (5 m) epidot**, kalsit» kuvars ve aktinolit gibi minerallerin gelişmesine neden olmuştur, Mikroskobik incelemelerde **kayacın** büyük bir kısmını **ince** taneli plajiyoklas (andezin.) **mineralinin oluşturduğu** izlenmektedir. Ayrıca dikdörtgenimsi **yeşil hornblend** ve biyotit taneleri de oldukça yaygındır.. Kuvars ise oval iri ve seyrek taneler şeklinde- görülmektedir'., **Kayaçta** yer yer masif (som)' piritte **rastlanmaktadır**.

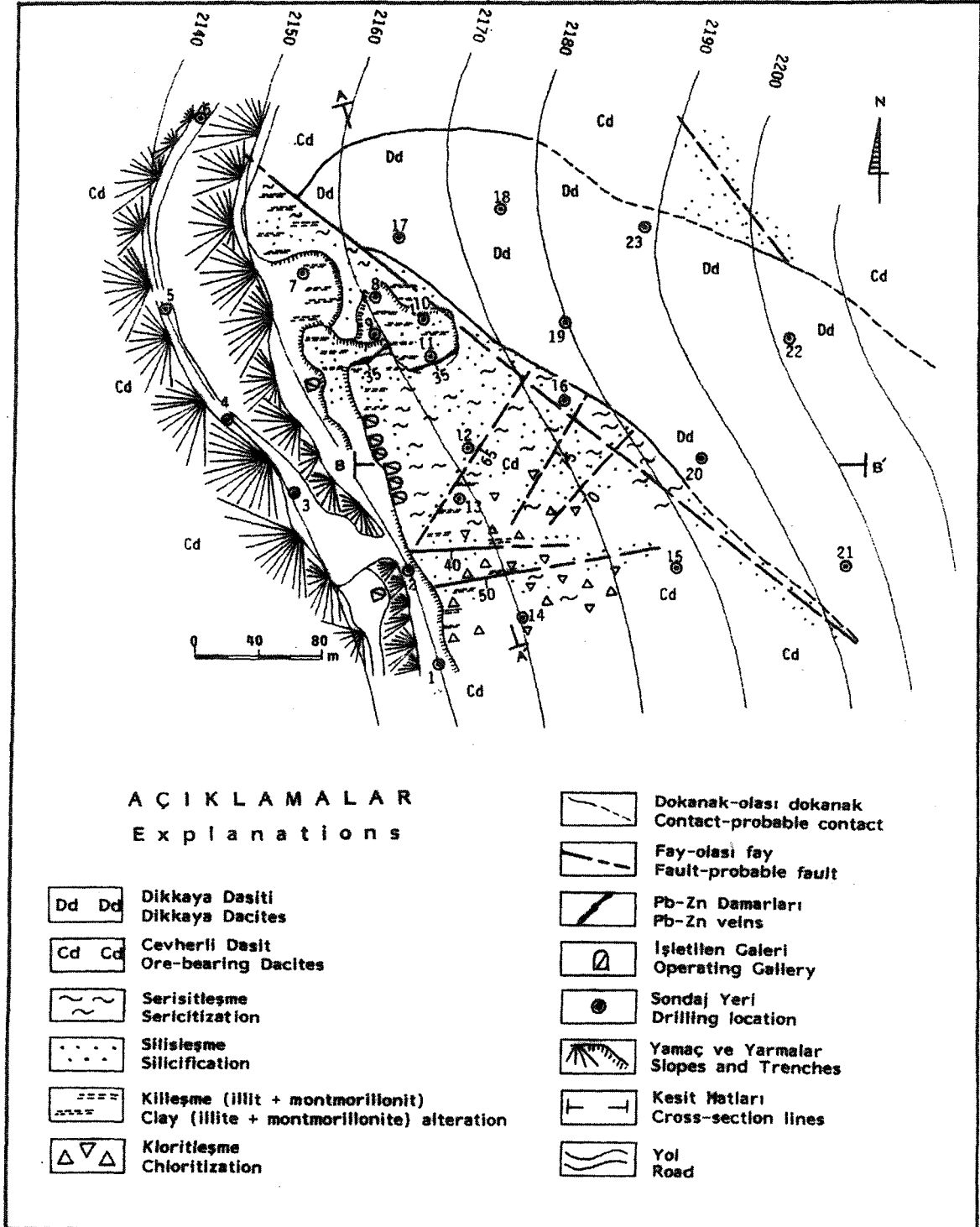
Kan Yayla. Zn-Pb Damarları

İnceleme alanının en önemli cevherleşmesi olan Kan Yayla damarları, adını aldığı yaylanın 300 m. **doğusunda**, birbirine paralel, konumda **olan K20B doğrultulu** ve **35* GD'ya** eğimli, ortalama 70 cm kalınlığındaki iki Zn-Pb damarı **olarak izlenmektedir** (Şekil. 3).., **Yantaş**, cevherli dasit'e ait. silisleşmiş litik **tüfdür**. Liflik **parçalar** önce- yoğun **hidrotermal** ayrışmayla kifleşmiş» **daha** sonra da silisleşmiştir.. **Bu** kayaçlar¹ Dikkaya Dasiti"ne ait mor renkli ve akma laminalı, ince taneli **tüfler** tarafından örtülürler (Şekil 3 ve 4).. **Cevherli dasit'in üst** kesimlerini yaklaşık 20 m kalınlığındaki bir breş **zonu oluşturur**. **Damarların konumunu** ortaya **çıkarmak için** ilk önce

doğrultu ve eğim. yönü **boyunca** yarmalar açılmış ve üst. konumdaki damarın yüzeylediği 30 m. uzunluğunda ve 50 cm. kalınlığındaki bir kesim ortaya, çıkartılmıştır. **Halten** kapalı işletmeyle üretim yapılan damarlarda **doğrultu** boyunca **üst kesimdekine** çeşitli 'uzunluklarda 8 adet, **alt kesimdekine** de bir **adet** galeri açılmıştır (Şekil 4-a ve b). Ayrıca damarların **boyutlarını** saptamak ve hesaplamak amacıyla **sondaj** çalışmaları yapılmaktadır.. Sondaj ve işletme verileri saptanan, damarların ve ayrışma **zonunun konumunu** ortaya, koymaktadır' (Şekil 4-b ve: c).

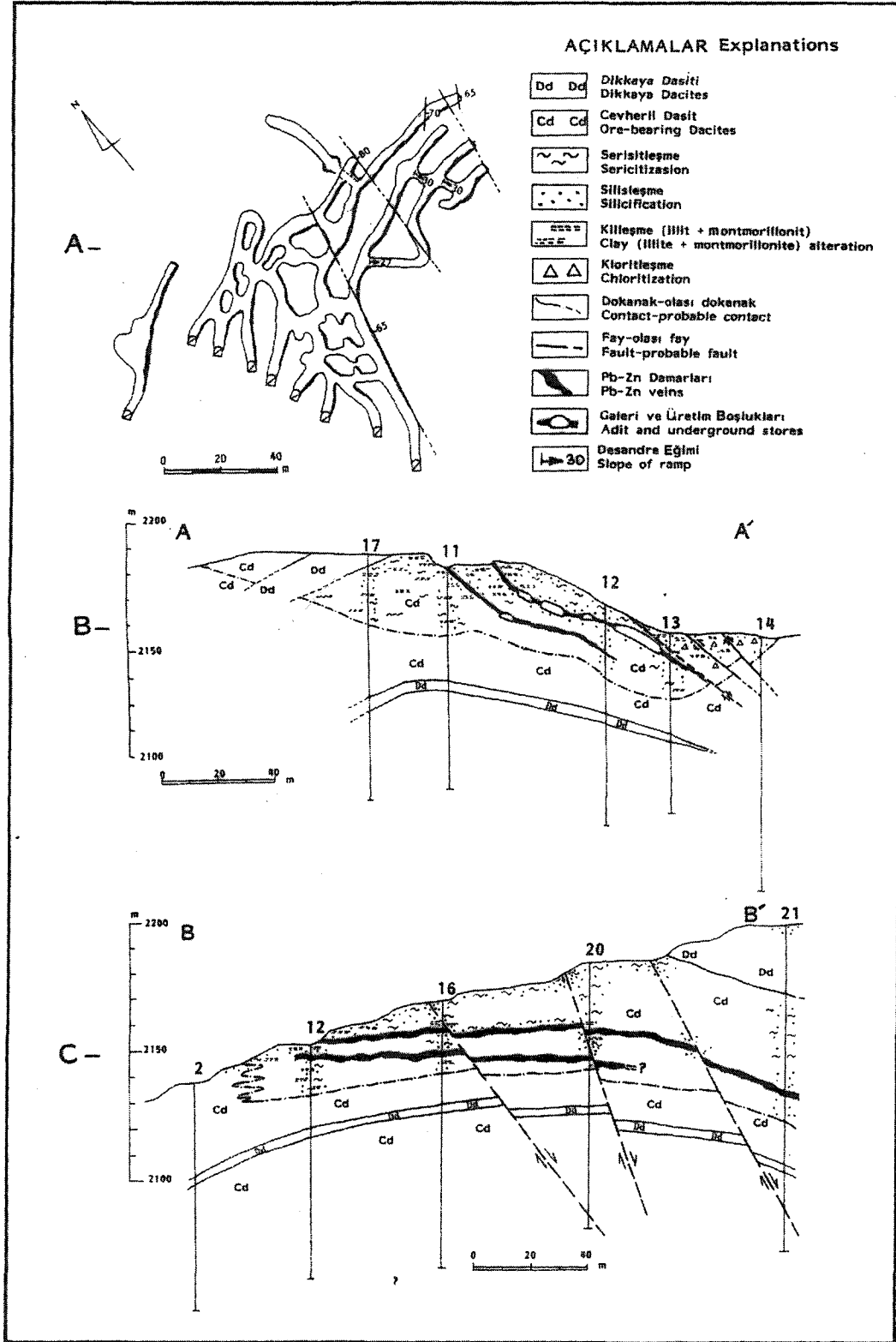
Ortalama eğim 35° olmasına rağmen her iki. damarda da değişik kesimlerde 5-10° arasında eğim değişimleri görülmektedir.. Bu küçük açılal değişimlere damar zonu kesen cevher öncesi **faılanmalann** neden olduğu düşünülmektedir (Şekil 3). Sondaj verileri **üst konumdaki** damarın boyunun en az 165 metre olduğunu göstermektedir. Eğim **yönü** uzanımının ise 90 m olduğu; alt konumdaki damarın, **doğrultu yönünde en az 130 m**, eğim yönünde ise 70 m. **uzandığı** kabul edilmektedir. Her iki **cevher damarı** da. boğumlu **bir yapıya** sahiptir. Cevher zonu bazı kesimlerde 35 cm'ye kadar incelmekte, bazı kesimlerde de **150 cm'ye** kadar **çıkaktadır**. Her iki **damar da cevher sonrası** eğim atımlı faylarla yer yer kesilmiştir (Şekil 4-b ve c). Faylar,, işletilen kesimde damarları **önemli** derecede: öteîemeroiştir; Atımlar yaklaşık 2 **m'ye** varmaktadır., Sondajlardan elde edilen veriler ele alınarak yapılan rezerv çalışmaları sonucunda %10 Zn ve. %4 Pb **tenörlü 23.000 ton** rezerv hesaplanmıştır (Anglo-Tur, 1992).. Bu rezervdeki Au tenörü 4.5 **ppm**, Ağ tenörâ ise 30 ppm olarak saptanmıştır. Bu **tüvenan cevher**, **jigleme** yöntemiyle **zenginleştirilmektedir**. Oluşan Jig; **konsantresindeki** cevher değerleri ise %25 .Zn, %14 Pb, 9.5 ppm. Au ve **100 ppm. Ag'tür**.

Cevherleşme **zonu** gang minerallerince fakirdir. Cevher sfalerit ve galenle, az **oranda** kalkopirit ve piritten oluşur. Gang; minerali, olarak, az, miktarda kuvars, ametist, **barit** ve kalsit .izlenir. Her iki **damarın** üst seviyelerinde hakim mineral, galendir. Eğim yönünde aşağı kesimlere doğru **inildikçe** galen azalıp sfalerit artmaktadır. Pirit ve **kalkopiritte** alt kesimlere doğru, artış **göstermektedir**. Birbirine geçişli ve be.li.rgio bir şekilde **gözlenen** bu zonlanmanın nedeni,,, cevherleştirmeyi oluşturan metal bi sülfid ve klorit **komplekslerinin** çökeltme- sıradaki davranışlarıdır (Barnes, 1975).. özellikle ana **kayaç** ayrışma reak.siyoin.ları» **kaynaktan** uzaklaştıkça **sıcaklığın** azalması, **meteorik** sularla karışma ve metal bi **sülfid iyonlarının** bağıl **duraylılıklarını** gibi faktörler bu **zonlanmayı** kontrol etmektedir. Barnes (1975) tarafından **hesaplanan** duyarlılık, **değerlerine** göre cevher kütlesi boyunca yukarı ve dışı doğru **Fe-Cu-Zn-Pb-Ag-Ba**



Şekil 13. Kan Yayla cevherleşmesinin jeolojik ve ayrışma haritası.
Figure 13. Geological and alteration map of Kan Yayla deposit.

KAN YAYLA (MAÇKA-TRABZON) ALTINLI Zn-Pb YATAĞI



Şekil 4 a) Cevherleşmelerde açılmış galerilerin konumu, b) A-A' jeolojik kesiti c) B-B' jeolojik kesiti.
Figure 4 a) Position of adits of the deposits, b) A-A' geological cross section, c) B-B' geological cross section.

şeklinde bir zonlanma izlenir¹. Kan Yayla, yatağındaki zonlanma da., Barnes'in ortaya koymuş, olduğu zonlanmayla uyumluluk göstermektedir.

Hidrotennal ayrışma.

Kan Yayla damarlarının civan yoğun şekilde hidrotennal ayrışmaya uğramıştır. Başlıca ayrışma, mineralleri illit, montmorillonit, serisit ve klorittir. Silisleşme de oldukça, yaygın bir şekilde gözlenir. Gerek yüzeysel çalışmalarında. (Şekil 3), gerekse sondaj verileri değerlendirmelerinde, (Şekil 4b) cevherleşmeyle ayrışım, mineralleri, .arasındaki belirgin İlişki dikkati çekmektedir. Genel olarak en. dış. kesimden cevherleşmeye doğru serisit miktarında artma, buna .karşın klorit ve kil minerallerinde bir azalma görülmektedir. Bu cevherleşmeyle, birlikte gelişen, silis., illit, montmorillonit ve klorit zenginleşmesi., cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal çözeltilerin sıcaklığına bağlı olarak değişir. En. içte serisitlenmenin " yoğun olması ve dış kesimlere doğru kil minerallerine ve giderek kloritçe zenginleşmenin görülmesi, cevherleşmeyi oluşturan, çözeltilerin başlangıçta nisbeten yüksek ısıya, sahip olduğunu.» bu. ısıya, bağlı olarak yoğun serisitlenmenin oluştuğunu ve yan kayaçlarla olan reaksiyonların neticesinde» sıcaklığın, gittikçe- azalması sonucunda da dış kesimlere doğru diğer' ayrışma minerallerinin geliştiğini gösterir (Riverin ve Hodgson, 1980). Diğer önemli, bir husus da. feldspatların kısmen alunitleşmeye uğramış olmasıdır; Damarların yakın, kesimlerinden incelenen birkaç ince kesitte adularyanın bolluğu dikkati çekmektedir..

Kan. Yayla Cevherleşmesinin Mikroskopik

Özellikleri:

Kan Yayla damarları orta kesimlerde masif.» kenarlara doğru. ise. ağsıl damarcık ve saçmımlı dokular göstermektedir. Cevher- damarının yan kayaç ile olan. sınırları oldukça kesindir. Cevher mineralleri genellikle iri. taneler şeklindedir. Bu cevherleşmeden alman, örneklerden yapılan parlatmalarda modal olarak %48 sfalerit, %26 galen., %6 pirit, %3 kalkopirit, %1 diğer cevher mineralleri ve %16 da gang; min.eralleri dağılım, göstermektedir.. Bu damarlarda gözlenen mineral parajenezi: Pirit, kalkopirit, galen, sfalerit, fahlerz, nabit Au, elektrom» frayberjit, Ag-As-Sb sülfofuzlan, kuvars, barit, krovellin ve dijenittir..

Pirit: Öz ve yanöz biçimli küçük pirit tanecikleri sfalerit içerisinde kapanım olarak bulunur. Daha iri taneli ve kataklastik doku gösteren pirit kristalleri bazen, kuvars kapanımları içerir;

Kalkopirit: Kalkopirit. I, sfalerit, Galen I ve kataklastik. dokulu pirit içerisinde kapanım olarak gözlenir. Kalkopirit. II. ayrılımları sadece sfalerit içerisinde benekli doku yaparlar (Levha 1, Şekil 1).. Kalkopirit III ise sfalerit. çatlaklarına yerleşmiş ve- galen Fieri orn atmıştır. Kalkopirit III çatlaklarında, kovellin ve dijen.it oluşumları gelişmiştir.

Galen.: Galen I öz biçimlidir. Genellikle dilinimlidirler ve parlatılmış yüzeylerinde üçgen şekilli dilinim boşlukları, içerirler. Galen I ayrıca kalkopirit I kristallerinin çatlaklarına yerleşmiş olarak da görülür. Galen II genellikle şekilsiz boşlukları, doldurmuştur. En önemli özellikleri» Galen Fe göre daha çok sfalerit, pirit ve kuvars kapanımları içermesidir¹ (Levha 1»Şekil 2)..

Sfalerit: Genellikle öz şekilsizdir ve en yaygın, olan mineraldir; I, faz cevherleşmede oluşmuşlardır. Sfaleritin kristalografik. doğrultulan boyunca veya benekli dokuda.» kalkopirit. II tanecikleri yerleşmiştir. Nadiren de pirit. I, kalkopirit I ve galen I kapanımları gözlenir. Ayrıca mineral içindeki çatlaklara tetraedrit ve galen. II yerleşimi, ornatımla iskelet dokusu oluşturmuştur. Parlak sarı-beyaz iç yansıma renkleri göstermesi» kristal yapısındaki demir¹ miktarının oldukça düşük olduğuna işaret etmektedir (Levha 1, Şekil 3).

Fahlerz (tennantit-tetraedrit): 30-70 mikron, boyutlarında ve özşekilsizdir. Kalkopiritlerin köşe ve kenarlarını çevreleyen bantlar¹ veya. kalkopiriti kesen ve 5 mikron kalınlığa varabilen, damarcıklar şeklinde gelişmiştir.. Doğal ışıktaki yeşilimse gri rengi ve. izotrop özelliğiyle, diğer minerallerden kolayca ayntlanabilmektedir..

Nabit altın., elektrom: Kuvars içinde gelişmiş tanecikler- olduğu gibi, kuvars-galen veya kuvars-sfalerit kontaklarına, yakın kesimlerde., galen ve sfalerit içinde 40 mikrona varan boyutlarda, nabit. altın gözlenmektedir.. Nisbeten açık san renkte, olanlarının da elektrom oldukları düşünülmektedir., (Levha 1, Şekil 4)..

Frayberjit: Gümüşlü tetraedriier genellikle galen içinde 10x15 mikron boyutlu, tane.cikler¹ şeklinde izlenmektedir.

Ag-As-Sb sülfofuzlan: Galen, içinde maksimum. 10-12 mikron, boyutundaki mavimsi-gri ve yeşilimsi-gri renkler gösteren taneciklerin mikroskopik görünümlelerinden prüstit (Ag₃AsS₃> pirarjirit (Ag₃Sb₃) veya parseyit (Ag₆As₂S₁₁)- polibasit (Ag₁₆3b₂S₁₁) olduğu düşünülmektedir.

Sıvı, Kapananların Özellikleri

Kan Yayla, damarlarındaki kuvars ve sfaleritleiden alınan örneklerden iki yüzü. parlatılmış ince. kesitlerde

KAN YAYLA (MAÇKA-TRABZON) ALTINLI Zn-Pb YATAĞI

MİNERAL	Cevherleşme Evresi Ore Stage			Oksidasyon Evresi Oxidation Stage
	1. Evre 1. Stage	2. Evre 2. Stage	3. Evre 3. Stage	
Pirit Pyrite	—			
Kalkopirit Chalcopyrite	—	—	—	
Galen Galena	—	—		
Sfalerit Sphalerite		—		
Fahlerz Fahlore		—		
Nabit Au Native Au		—		
Elektrum Electrum		—		
Frayberjit Freibergite			—	
Ag-As-Sb Sülfotuzları Ag-As-Sb Sulphosalts			—	
Kuvars Quartz			—	
Barit Barite			—	
Kovellin Covellite			—	
Dijenit Digenite			—	

Çizelge 1. Kan Yayla cevherleşmesi mineral parajenezinde bulunan minerallerin olası oluşum sırası.

Table I. Mineral assemblage and probable paragenetic sequence of Kan Yayla deposit.

sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Kapanımların genel özelliklerinin incelenmesinde ve termometrik ölçümlerde,, alttan aydınlatmalı Leitz mikroskoba bağlanmış H&B tipi ısıtma seti kullanılmıştır. Alet, 20 °C basasıyetli ve 0-900 °C arasında ısıtma ve soğutma kapasitesine sahiptir.

Gerek sfaleritlerde gerekse kuvarslarda birincil kapanımlar oldukça yaygındır. İkincil kapanımlar ise nadir olarak 2-5 mikron boyutlarında ve belli doğrultularda dizilmiş olarak gözlenirler. Birincil kapanımlar;» elipsoid ve uçları yuvarlak olan üçgenimsi şekillerde;» çoğunlukla sıvı, nadiren de gaz fazlı, küçük, veya büyük baloncukta,, katı kristal bulundurmayan kapanımdan içerirler,. Boyutları 5-30 mikron arasında değişir. Kan Yayla damarlarından alınan 4 sfalerit örneğinden toplam 42 homojenleşme sıcaklığı ölçümü yapılmıştır. Buna göre sfaleritlerin homojenleşme ısıları 80-260 °C'dir. Esas oluşuru sıcaklığı 80-120 ve 180-240 °C arasındadır. Yüksek homojenleşme sıcaklığı veren, kapanımlar (>200°C) genellikle gaz oranı yüksek sıvı kapanımlardır. 3 örnekten toplam 22 ölçümün yapıldığı kuvars içindeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklıkları ise 110-230 °C arasındadır (basınç düzeltmeleri yapılmamıştır). Bu verilere göre, yöredeki damarların nisbeten

düşük sıcaklıklı hidrotermal safhada oluştukları gözlenmektedir;

Cevherleşmenin Jeokimyasal Özellikleri:

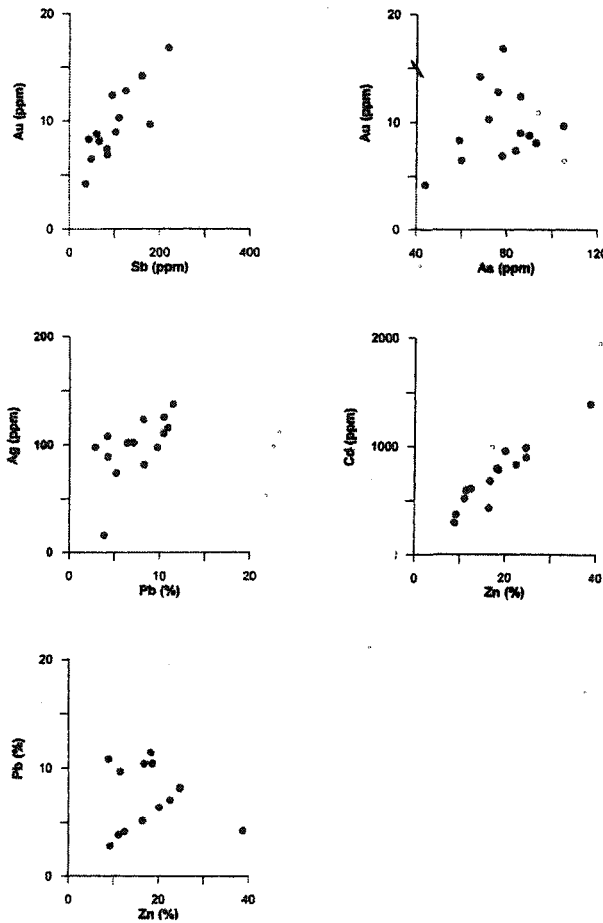
İnceleme alanındaki damarların, çeşitli kesimlerinden alınan. 14 adet oluk ve karot örneklerinden Zn, Pb, Cu, As,, Au, Ag, Sb, Cd,, Se, Ni, Co ve Cr analizleri yapılmıştır (Çizelge 2-a). Analizler, cevherleşme sahasında araştırma, yapan Anglo-Tur Şirketi tarafından Kanada'da özel bir laboratuvarında ICP-AES (plazma lambalı atomik emisyon spektrometresi) yöntemiyle yapılmıştır.

Örneklerin Zn konsantrasyonları ortalaması % 18.13, Pb değerlerinin ortalaması ise % 7.71'dir. Örneklerdeki Zn/Pb ortalamalarının, oranı 2.35'tir. Aslaner (1977)'e göre Zn/Pb oranları, Türkiye'deki hidrotermal damarlarda, ana kayaç cinsi ve yataklanma şartlarını karakterize etmektedir; Dasitik lav ve piroklasfiklerde damar veya ağsal damarcık tipinde oluşan yataklarda 2. tortul kayalar içinde yer alan ve plütonik kayalarla belli bir ilişkisi bulunmayan yataklarda ise 1'in altındadır,. Irak'taki sedimanter veya düşük sıcaklıklı hidrotermal oluşum gösterdiği kabul edilen, Serguza Zn-Pb yatağında Zn/Pb oranı 1/71'dir (Al-Bassam ve diğ., 1982),. Volcano-tortul kökenli. Me Arthur (Avusturalya) yatağında ise bu oran 0.4 kadardır (Lambert, 1982). Ortaç sıcaklıklı Bol-kardağı (Niğde) cevherleşmelerinde bu oran 4.42'ye ulaşmaktadır (Temur, 1992),. Bu verilere göre: Kan Yayla, cevherleşmesi nisbeten düşük sıcaklıklı hidrotermal yataklara, ait bir oluşumu yansıtmaktadır.

Genel olarak sfalerite bağlı bir element olan Cd değerleri ile oluşum sıcaklığı arasında, ters orantı vardır,. Düşük sıcaklıklı Serguza (Irak) yataklarında Cd ortalaması 443 ppm (Al-Bassam, vd., 1982),, nisbeten yüksek sıcaklıklı hidrotermal kökenli Balya, (Balıkesir) Madeni'nde ise 100 ppm'dir (Gümüş, 1964), Kan Yayla damarlarındaki 7.23 ppm'ük Cd ortalaması da düşük bir oluşum sıcaklığını göstermektedir,

Kan Yayla cevher örneklerinde 42-219 ppm. arasında değişen Sb konsantrasyonlarının aritmetik ortalaması 100'dür. Sb ortalaması düşük sıcaklıklı oluşuma sahip Sergusa (Irak) yataklarında 153 ppm (Al-Bassam ve diğ., 1982),, Ortaç sıcaklıklı Bol-kardağı (Niğde) Zn-Pb cevherleşmelerinde 2879 ppm (Temur, 1992) ve yüksek sıcaklıklı Balya (Balıkesir) Madeni'nde ise 5300 ppm'dir (Gümüş, 1964). Bu veriler de Kan Yayla damarlarının nisbeten düşük sıcaklıkta oluştuklarına işaret etmektedir.,

Co/Ni oranları da, oluşum sıcaklıkları ile ters orantılı olarak değişmektedir; Bu oran Missisipi Vadisi yatakla-



Şekil 5. Elementler arasındaki değişim diyagramları.
Figure 5. Variation diagrams of the elements.

ında 0.8 (Mercer, 1976), volkano-tortul oluşuma sahip Me Arthur (Avusturalya) yataklarında 1.5 (Lambert, 1976), orta sıcaklıklı Bolkardağı cevherleşmelerinde 0.33 kadardır (Temur, 1992). Bu değerlere göre Kan Yayla cevherleşmesindeki **0.71'lik** Co/Ni oranı da düşük sıcaklıklı bir oluşumu göstermektedir.

Analiz sonuçlarına göre Kan Yayla yöresindeki damarların önemli miktarda (ort. 9.5 gr/ton) altın içerdiği görülmektedir. Altının göstergesi olarak bilinen As ve Sb'nin Au'na göre dağılımı incelendiğinde (Şekil 5), Au'nun Sb ve As miktarına bağlı olarak arttığı görülmektedir. Au aynı zamanda Pb ve Zn miktarlarına bağlıdır. Mikroskobik incelemelerde elektrik ve nabit Au taneciklerinin genellikle galen ve sfalerit kristalleri içinde görülmesi bu bulguyu desteklemektedir. Cd belirgin olarak Zn'ya bağlıdır. Zn oranı arttıkça Cd miktarında artmaktadır (Şekil 5). Pb ve Zn oranları arasında da kuvvetli bir pozitif korelasyon vardır. Dikkati çeken bir nokta cevherleşmenin zengin olduğu kesimlerde selenyumun 294 ppm'e kadar ulaşabilen yüksek değerler göstermesidir (Çizelge 2-a). Selenyumun gümüş miktarına

bağlı olarak yüksek değerlere ulaşması, bu elementin cevherleşme içinde olabilecek ancak mikroskopta gözlenemeyen Ag-selenidlerine bağlı olduğu ve galende S'in yerine Se'un geçtiği ortaya çıkmaktadır. Ag miktarı da Pb'na bağlıdır ve galenitte benzer iyon yarıçapları nedeniyle Pb'uh yerine Ag'ün geçtiği anlaşılmaktadır (Şekil 5). Analiz sonuçları incelendiğinde (Çizelge 2-a) altının aynı zamanda Pb-Zn cevherleşmesinin oranına bağlı olarak artış gösterdiği anlaşılmaktadır. Cevherli zondan yan kayaç içine doğru altın miktarında doğru orantıda bir azalma izlenmektedir. Selenyumun da gümüş miktarına bağlı olarak yüksek değerler göstermesi, bu elementin cevherleşme içinde olabilecek ancak mikroskopta gözlenemeyen Ag-selenidlere bağlı olarak ortaya çıktığı düşünülmektedir.

Örneklere ayrıca Bizmut analizleri yapılmak istenmiş ancak tüm örneklerde bizmut oranının dedeksiyon limitinin altına düştüğü (< 20 ppm) görüldüğü için tabloya alınmamıştır.

Kan Yayla damarlarında yapılan 16 nolu sondajdan elde edilen karotlardan, sondajın damarı kestiği seviyede, cevherin yerleştiği kırık zonunun dışında, gerek alt ve gerekse üst kesiminden ikişer metrelik kısımlar alınarak analizler yapılmıştır. Analiz sonuçları Çizelge 2-b'de verilmiştir. Buna göre analiz edilen element konsantrasyonunda, damar zonunun gerek alt gerekse üst kesimine doğru ani bir azalma olduğu, dolayısıyla cevherleşmeyi oluşturan sıvıların sadece damar-kırık zonlarında etkisinin görüldüğü ve cevherleşmenin kırık sistemine bağlı olarak dar bir zonda yerleştiği anlaşılmaktadır. Bu durum, cevherleşmenin her kesiminde yapılan sondajlarda aynen gözlenmiş ve Anglo-Tur (1992) da Kan Yayla damarlarında altın rezervinin sınırlı olduğunu iddia ederek sahadaki araştırmalarına son vermiştir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Kan Yayla ve yakın yöresinin kayaçlarını Jura yaşlı Pontid Alt Bazik Karmaşığı, Üst Kretase yaşlı cevherli dasit-Dikkaya Dasiti-, Tersiyer yaşlı Zigana Granitoidi oluşturur. Tüm cevherleşmeler cevherli dasit birimi içinde yer almaktadır. Çalışmalar sonucunda, yöreyi de içine alan dairesel bir çökme yapısının (kaldera) hakim olduğu ve buna bağlı olarak dairesel ve ışınal kırık yapısının gelişmiş olduğu ortaya çıkmıştır. Bu sonuç uzay ve hava fotoğraflarının incelemesi ile doğrulanmaktadır (Yalçınalp, 1997). Cevherleşme, kaldera gelişiminin son safhalarına bağlı olarak gelen hidrotermal eriyiklerin ürünü olarak görülmektedir. Kaldera gelişimi sırasında oluşmuş olan kırıklı yapının yardımıyla yük-

KAN YAYLA (MAÇKA-TRABZON) ALTINLI Zn-Pb YATAĞI

Çizelge 2 a) Cevher örneklerinin kimyasal analiz sonuçları, b) Elementlerin damar zonunun alt ve üst seviyelerindeki değişimi.

Table 2 a) Chemical analyses result of ore samples, b) Variation of elements in the lower and upper levels of the vein zone.

Örnek	ÜST DAMAR							ALT DAMAR							Art. Ort.	Stand. Sapma
	K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7	K8	K9	K10	K11	K12	K13	K14		
Cu %	4.20	0.12	2.88	0.42	3.85	0.78	2.14	0.34	0.11	0.24	0.94	1.96	2.04	0.10	1.43	1.37
Pb	4.25	3.85	4.18	2.83	6.40	10.42	7.10	8.16	11.45	5.18	10.85	10.44	9.72	8.26	7.15	2.85
Zn	38.79	11.10	12.48	9.24	20.11	16.75	22.48	24.70	18.20	16.44	8.86	18.58	11.46	24.75	18.13	7.71
As ppm	68	78	59	86	76	84	72	105	93	60	44	90	78	86	77.07	15.19
Au	14.2	16.8	8.3	12.4	12.8	7.4	10.3	9.7	8.1	6.5	4.2	8.8	6.9	9.0	9.67	3.24
Ag	89	16	108	98	102	111	102	124	138	74	116	126	98	82	98.85	28.42
Sb	160	219	42	94	124	83	109	178	66	48	36	60	84	102	100.35	52.10
Cd	1391	517	608	372	956	680	830	988	795	432	295	785	590	896	723.92	278.69
Se	148	60	253	185	144	228	164	280	294	128	248	144	120	112	179.14	67.85
Ni	14	8	10	8	11	10	14	12	10	10	5	11	7	12	10.14	2.44
Co	4	5	11	8	16	6	6	5	5	5	7	8	8	5	7.21	2.85
Cr	40	32	70	12	43	25	10	18	26	15	10	17	18	10	24.71	16.32

(a)

Derinlik m	Örnek No	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	As	Sb	Cd	Se
35.00	S1-a	7	28	48	1	5	22	20	2	20
	S1-b	8	22	37	1	5	25	20	2	20
	S1-c	10	18	28	1	5	21	20	2	20
36.00	S2-a	16	196	198	1	5	61	20	2	20
	S2-b	20	182	202	1	5	55	20	2	20
	S2-c	24	194	185	1	5	48	20	2	20
37.00	S3-a	1800	83600	16400	8.4	76	122	68	825	264
	S3-b	9600	111500	148400	7.5	102	106	58	640	206
	S3-c	7550	98700	202500	6.2	98	145	72	535	188
38.00	S4-a	29	114	219	1	5	57	20	2	20
	S4-b	35	208	344	1	5	50	20	2	20
	S4-c	40	98	136	1	5	19	20	2	20
39.00	S5-a	17	42	105	1	5	19	20	2	20
	S5-b	30	22	85	1	5	24	20	2	20
	S5-c	28	35	45	1	5	28	20	2	20

(b)

sek poroziteli litik riyodasitik tüfler içindeki uygun çatlaklara yerleşen cevherler, bilhassa damar tipi oluşukların gelişmesine ve yoğun hidrotermal ayrışmaya neden olmuştur.

Kan Yayla damarlarının jeolojik yerleşimi ve mineralojik özellikleri, yapılan sondaj ve galeri çalışmalarından yararlanılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Kan Yayla yatağında yapılan detay çalışmalar, birbirine paralel konumdaki iki damarın konumlarını ortaya çıkarmıştır. Bu damarların çevresinde görülen yoğun hidrotermal ayrışmada sıcaklığa ve jeokimyasal şartlara bağlı olarak gelişen bir ayrışma zonu gözlenmektedir. Cevherleşmeye doğru artan serisitleşme, o kesimde potasyumun arttığını işaret etmektedir. Dış kesimlere doğru artan montmorillonit ve klorit de Na ve Mg zenginleşmesini karakterize eder.

Kan Yayla cevherleşmesindeki baskın serisit ayrışması, dış zonlara doğru kloritin artması, mineralojik incelemede enarjitin yokluğu, kimyasal analizlerde bizmutun yokluğu, buna karşılık selenyum miktarındaki cevherleşmeye bağlı olarak görülen önemli artışlar, bu yatağın düşük sıcaklıklı hidrotermal oluşumlardaki düşük kükürtlü adularya-serisit tip yataklara benzer cevherleşme ve ayrışma minerallerinin birlikteliğine benzer birliktelikler gösterdiğini ortaya koymaktadır (Silberman, 1982; Giles ve Nelson, 1983). İnceleme alanındaki çinko ve kurşun cevherleşmesine bağlı olarak gelişmiş altın ve gümüşün hidrotermal çözeltilerle taşınmış olduğu saptanmıştır. 250 °C'den daha düşük sıcaklıkta altının hidrotermal sıvılar içinde taşınması bisülfid kompleksleri ile sağlanabilmektedir (Shenberger ve Barnes, 1989). Altının çökmesi ancak bisülfid komplekslerinden itibaren sıcaklık ve pH değişimlerine bağlı olarak, H₂S aktivitesindeki azalmanın yada çözeltilinin oksidasyonu sonucunda gerçekleşmesi ile mümkündür (Romberger, 1988).

Kan Yayla damarlarının parajenezi başlıca sfalerit, galen, pirit, kalkopirit, fahlerz, frayberjit, gümüşlü tetraedrit, nabit altın ve elektrumdandır oluşmaktadır. Tüvenan cevherdeki yüksek altın miktarı (ortalama 9.5 gr/ton) yatağın bu element bakımından önemini arttırmaktadır. Ayrıca 100 ppm civarındaki Ag derişimi işletme masraflarının bir kısmını karşılayabilecektir.

Sıvı kapanım sonuçları nisbeten düşük ısılı hidrotermal bir oluşumu işaret etmektedir. Zn/Pb ve Co/Ni oranları ile Cd ve Sb ortalaması da bu bulguyu desteklemektedir. Jeokimyasal incelemeler Au'nun As ve Sb'a, Cd'un Zn'ya ve Ag'ün de Pb'a bağlı olarak arttığını ortaya koymaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpan, T., 1971, Of-Trabzon arasının jeolojik etüdü. MTA Rap. No: 1177, Ankara (Yayınlanmamış).
- Al-Bassam, K.S., Hak, J. ve Watkinson, D. H., 1982, Contribution to the origin of the Serguza lead-zinc-pyrite deposits, Northern Irak. Mineralium Deposita, 17, 133-149.
- Anglo-Tur, 1992, Report on work carried out on the Gümüşki Tepe option, South of Trabzon (Yayınlanmamış).
- Aslaner, M., 1977, Türkiye bakır-kurşun-çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınıflamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi. KTÜ Yer Bil. Fak. Yay. 12,70 s. Trabzon.
- Calap, K., 1987, Gümüşki (Maçka-Trabzon) yöresi madenlerinin incelenmesi. KTÜ Fan Bil. Ens. Yük. Lis. Tezi, 52 s. Trabzon (Yayınlanmamış).
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları (Doğankent-Giresun). Doçentlik Tezi, 176 s.
- Giles, D.L. ve Nelson, C.E., 1983, Principal features of epithermal lode gold deposits of the circum-pasific rim: Circum Pasific Energy Mineral Resource Conference, 3 rd, Honolulu, Hawaii, August 22-28, Trans., p. 273-278.
- Gülibrahimoğlu, İ., 1986, Trabzon ili Arsin-Araklı-Sürmene ve Çaykara ilçelerinin güney yörelerinde jeolojik incelemeler, MTA Rap. 980 Ankara (Yayınlanmamış).
- Gümüş, A., 1964, Important lead-zinc deposits of Turkey. Sympsiun on mining geology and the base metals, UNESCO, Ankara, 155-165.
- Lambert, I.B., 1976, The Me Arthur zinc-lead-silver deposits, features, metallogenesis and comparisons with some other stratiform ores; Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits (Ed.: K.H. Wolf), Elsevier, Amsterdam, 6,535-585.
- Mercer, W., 1976, Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks, A review of the recent literature; Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits (Ed.: K.H. Wolf), Elsevier, Amsterdam, 4, 396-425.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidler'de Kretase. KTÜ Yer Bil. Derg. 1/2,65-115, Trabzon.
- Riverin, G., ve Hodgson, C.J., 1980, Wail-rock alteration at the Milenbach Cu-Zn mine. Noranda, Quebec, Econ. Geol., 75,424-444.
- Romberger, S. B., 1988, Geochemistry of gold in hydrothermal deposits. U. S. Geol. Survey Bull. 1857-A, 9-25.
- Schlitz-Westrum, H. H., 1961, Giresun civarındaki Aksu De-

KAN YAYLA (MAÇKA-TRABZON) ALTINLI Zn-Pb YATAĞI

resinin jeolojik profili; Kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontus cevher ve mineral bölgesinin jeolojisi ve maden yatakları ile ilgili mütalaalar. MTA Derg. 57 63-71 Ankara.

Shenberger, D.M. ve Barnes, H. L., 1989, Solubilit of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350 C. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 53, 269-278.

Silberman, M. L., 1982, Hot-spring type, large tonnage low grade gold deposits. U.S. Geol. Survey, Open-file report 82-795, 131-143.

Temur, S., 1992, Bolkardağı yöresi (Ulukışla-Niğde) çinko-kurşun yataklarının jeokimyasal incelemesi. *Türkiye Jeol. Bült.* 35/2, 101-114.

Van, A., 1990, Pontid kuşağında Artvin bölgesinin jeokimyası, petrojenezi ve masif sülfid mineralizasyonları. Doktora Tezi, KTÜ, 175 s. Trabzon (Yayınlanmamış).

Yalçınalp, B., 1983 Sürmene-Aksu (Trabzon) yöresinin jeolojisi ve metallojenezi. KTÜ Yük. Lisans Tezi, 55s. Trabzon (Yayınlanmamış).

Yalçınalp, B., 1992, Güzelyayla (Maçka-Trabzon) porfiri Cu-Mo cevherleşmesinin jeolojik yerleşimi ve jeokimyası. Doktora Tezi, KTÜ, 170 s., Trabzon (Yayınlanmamış)

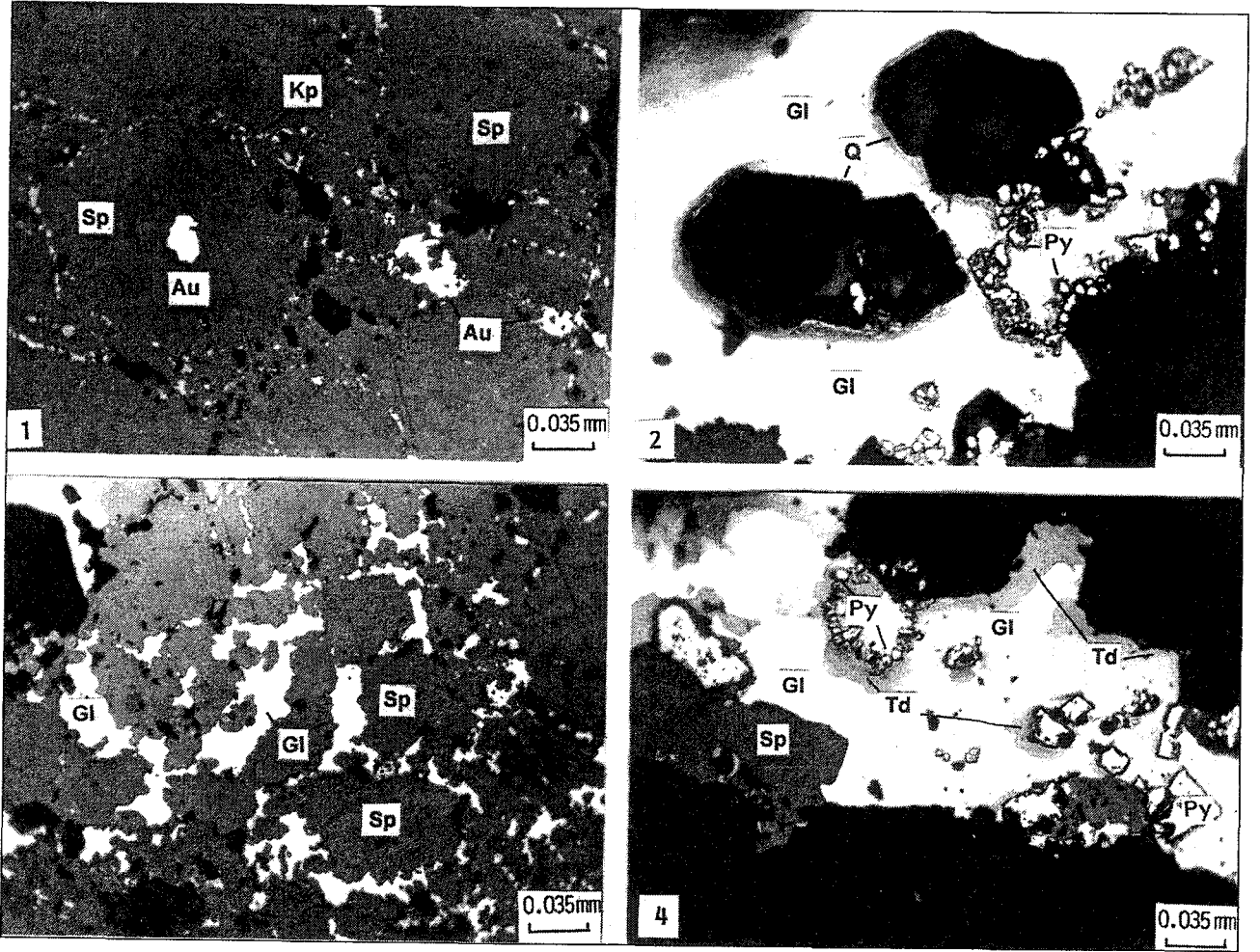
Yalçınalp, B., 1997, Valles tip kaldera cevherleşmesi örneği: Gümüşki (Maçka-Trabzon) Zn-Pb yataklarının jeolojisi ve mineralojisi. *Türkiye Jeol. Bült.* 40/1, 57-64.

Makalenin geliş tarihi: 10.05.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 18.04.1998

Received May 10, 1997

Accepted April 18, 1998



Şekil 1. Sfalerit (Sp) içinde kalkopirit (Kp) kapanımları ve altın veya elektrüm (Au) taneleri. //N, yağ ortamı.

Figure 1. Chalcopyrite (Kp) inclusions and gold or electrum (Au) grains in sphalerite (Sp.) //N, oil immersion.

Şekil 3. Sfalerit (Sp) içinde iskelet dokusu şeklinde gelişmiş galen (G1). //N, yağ ortamı.

Figure 3. Galena (G1), showing skeleton texture in sphalerite (sp). //N, oil immersion.

Şekil 2. Galen (G1) içinde pirit (Py) taneleri ve kuvars (Q) kristalleri. //N, yağ ortamı.

Figure 2. Pyrite (Py) grains and quartz (Q) crystals in galena (G1). //N, oil immersion.

Şekil 4. Galen (G1), sfalerit (Sp), pirit (Py) ve tetraedritin (Td) genel görünümü. //N, yağ ortamı.

Figure 4. General microscopic appearance of galena (G1), sphalerite (Sp), pyrite (Py) and tetrahedrite (Td). //N, oil immersion.



Tumanpınarı (Balıkesir-Dursunbey) Fe-Mn cevherleşmesinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri

Geological, mineralogical and geochemical characteristics of Tumanpınarı Fe-Mn deposit, Dursunbey, Balıkesir

Ali Haydar GÜLTEKİN İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak-İstanbul
Yüksel ÖRGÜN İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak-İstanbul
Fuat YAVUZ İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak-İstanbul

Öz

Tumanpınarı cevherleşmesi, Dursunbey'in yaklaşık 35 km batısında volkanik kayalar içinde oluşmuş damar şekilli hidrotermal bir Fe-Mn mineralizasyonudur. Çalışılan alanın başlıca jeolojik birimlerini Batı Anadolu'da oldukça geniş alanlar kaplayan Miyosen yaşlı kalkalkali volkanizmanın bir ürünü olan andezitler oluşturur. Yatakta ilk hidrotermal aktivite silisleşme, hematitleşme, killeşme ve karbonatlaşma şeklinde azalan yoğunluklarda izlenen dört farklı hipojen alterasyona yol açmıştır. Cevherleşme, kuvars merclekleri içindeki çatlak ve boşluklarda oluşmuş Fe ve Mn minerallerinden açıkça anlaşılacağı üzere hidrotermal alterasyon sonrası gelişmiştir. Başlıca cevher minerallerini pirolusit, psilomelan, hematit ve manyetit oluşturur. Bu minerallere değişen oranlarda manganit, polianit, braunit, bixsibit, limonit ve götit eşlik eder. Mineralojik yönden sadece pirolusit, pirolusit+psilomelan ve egemen pirolusitli psilomelan+hematit+barit+limonit şeklinde olmak üzere üç farklı cevherleşme tipi içeren yatağın ortalama Fe₂O₃ içeriği % 27.98, MnO içeriği % 22.40'dır. Yüksek As, Ba, Pb, Zn içeriği cevherin önemli bir jeokimyasal özelliği olarak ön plana çıkar.

Anahtar Kelimeler: Damar dolgusu, Epitermal sistemler, Hidrotermal alterasyon, Manganez, Volkanojenik yatak.

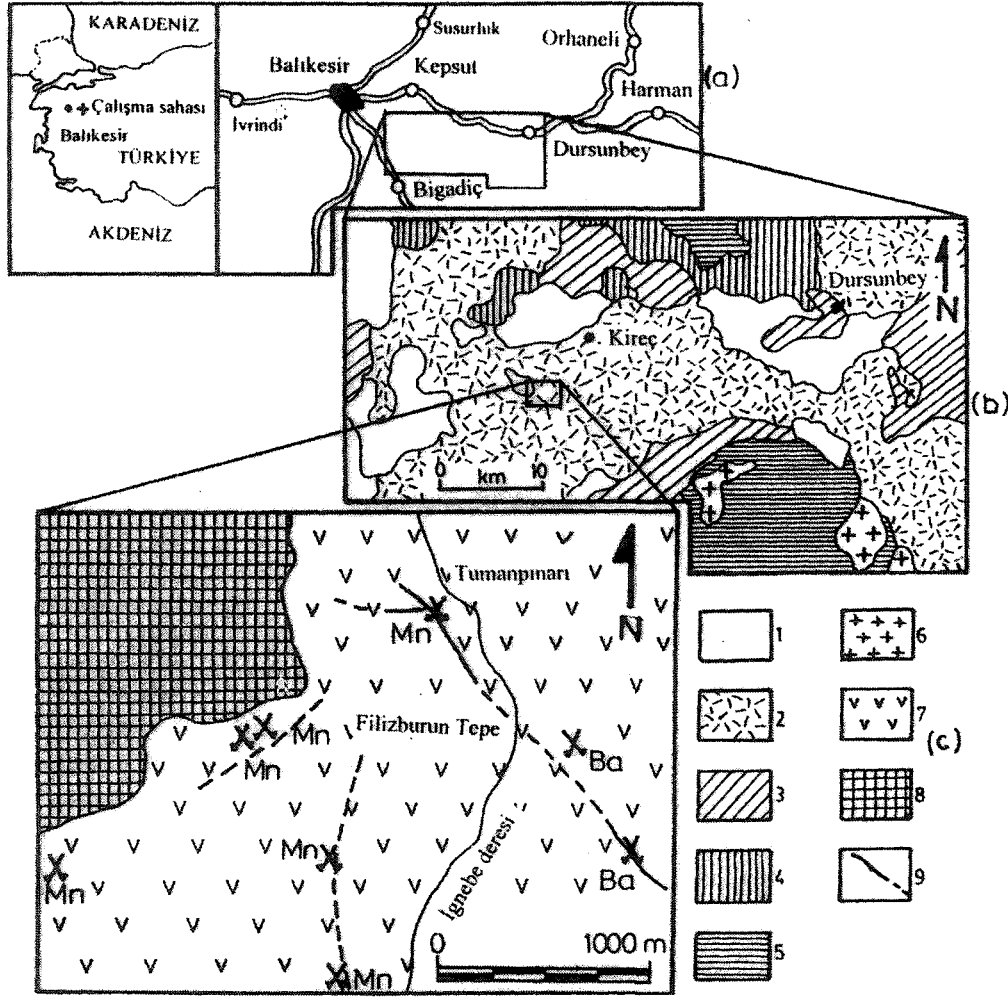
Abstract

The Tumanpınarı mineralization is a volcanic rock-hosted, veinlike hydrothermal Fe-Mn deposit located in 35 km west of Dursunbey, Balıkesir. The geology of the study area consists mainly of andesite that form apart of the west Anatolian calc-alkaline volcanism of Miocene age. Early hydrothermal activity was responsible for four types of hypogen alteration in decreasing intensity: silicification, hematization, argilic alteration, and carbonitization. The ore stage clearly postdates hydrothermal alteration, as indicated by the occurrence of ore minerals in vuggy cavities and fractures in silica bodies. Major ore minerals are pyrolusite, psilomelane, hematite, and magnetite. Manganite, poliannite, braunite, bixbyite, limonite, and goethite in different amounts accompany to these minerals. Mineralogical, it was recognized three ore types as dominant pyrolusite ore, pyrolusite+psilomelane ore, and psilomelane+hematite+barite+limonite ore with pyrolusite. The average contents of the deposit are 27.98 wt % Fe₂O₃ and 22.40 wt % MnO. High As, Ba, Pb, Zn contents of the ore seem to be an important geochemical characteristic of the Tumanpınarı deposit. Key words: Epithermal systems, Hydrothermal alteration, Manganese, vein-filling, Volcanogenic deposit.

GİRİŞ

Tumanpınarı Mn cevherleşmesi Balıkesir İli Dursunbey ilçesinin batısında bulunan Kireç Köyünün yaklaşık 6 km. güneybatısında yer alır (Şekil 1a ve 1b). Yatak, Dursunbey yöresinde 1980'li yılların başından bu yana süregelen çalışmaların ortaya koyduğu birkaç önemli manganez cevherleşmesinden birini oluşturur. Yörede, Tumanpınarı yatağı dışında 6 farklı lokasyonda daha Mn oluşumları saptanmıştır. Ancak bunlar esas olarak küçük zuhurlar halinde olup, yalnızca mineralojik açıdan önemlidir.

Bölgenin genel jeolojisi, değişik zamanlarda farklı araştırmacılar tarafından çeşitli amaçlar için çalışılmıştır (Akat ve Çağlayan, 1978; Akdeniz ve Konak, 1979; Erçan vd. 1984). Yöredeki manganez oluşumları ile ilgili çalışmalar az olmakla birlikte, maden jeolojisine yönelik ilk kapsamlı çalışmalar Tamer vd. (1986) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılar, 0.5 km²'lik bir alanın 1/1000 ölçekli ayrıntılı jeolojik haritalamasını yapmış, rezerv ve tenörleri ortaya koymuşlardır. Ulaşılan ilk bulgular ışığında önerilmiş olan bir sondaj programı dahilinde Ersoy (1989) tarafından özellikle Tumanpınarı cevherleşmesinin yayılım sınırları ortaya konulmaya ça-



Şekil 1. Çalışma sahasının (a) yer bulduru, (b) basitleştirilmiş jeoloji (Erentöz, 1964) ve (c) litoloji haritası.

Şekil 1. Çalışma sahasının (a) yer bulduru, (b) basitleştirilmiş jeoloji (Erentöz, 1964) ve (c) litoloji haritası.

Figure 1. (a) Location, (b) simplified geologic, (c) lithologic maps of study area.

1- Neojen karasal (Neogene continental), 2- Neojen volkanik (Neogene volcanics), 3- Ofiyolitik seri (Ophiolitic series), 4- Permiyen-Mezozoik (Permian-Mesozoic), 5- Paleozoyik metamorfik (Paleozoic metamorphic), 6- Granit-granodiyorit (Granite and granodiorite), 7- Andezit (andesite), 8- Kireçtaşı, tüf, marn (limestone, tuff and marl), 9- Fay (fault).

lılmıştır. Ancak bu çalışmalarla yatağın oluşum şekli, içinde yataklandığı kayalarla olan ilişkisi, mineral birliği ve kimyasal özelliklerine ilişkin yeterli sonuçlara ulaşıldığı söylenemez.

Genel olarak manganez yatakları ile ilgili ayrıntılı jeolojik çalışmaların sınırlı olması, özel olarak da Dursunbey-Bigadiç arasındaki alanın çok sayıda Mn zuhuru içermesi yazarları, yörenin en ekonomik olarak görülen Tumanpınarı cevherleşmesiyle ilgili böyle bir çalışmaya zorlamıştır. Bu çalışmada, daha önceki çalışmalarda kısaca değinilmiş olan ve geçmişte oldukça kötü bir açık işletme faaliyetine sahne olan yatağın jeolojik, mineralojik ve kimyasal karakteristiklerinin ortaya konulmasına çalışılmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Çalışmada kullanılan örnekler 1996 ve 1997 yaz döneminde yazarlar tarafından Dursunbey yöresindeki manganez yataklarının araştırılmasını amaçlayan saha çalışmaları sırasında alınmıştır. Bu amaçla cevherli damarlardan ve ilişkili yan kayalardan toplam 60 örnek alınmıştır. Bu örneklerden yaptırılan parlak kesitler üstten aydınlatmalı maden mikroskobu, ince kesitler ise polarizan mikroskopta incelenmiştir. Örneklerin mineralojik bileşimlerinin saptanmasında optik mikroskopik çalışmalara ilave olarak Philips marka XRD cihazından da yararlanılmıştır. Mikroskopik incelemeler sonucu seçilen 11 kayaç örnekte tüm kaya ana ve iz element, 6 cevher örneğinde ana ve iz element, 25 cevher örneğinde ise yalnızca Fe, Mn ve Ba analizleri yapılmıştır. Ana ele-

TUMANPINARI (BALIKESİR-DURSUBEY) Fe-Mn CEVHERLEŞMESİ

mentler İTÜ Maden Fakültesi, Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim Dalı Laboratuvarlarında spektrofotometre ve atomik absorpsiyon spektrometresi kullanılarak yazarlar tarafından, iz elementler ise ACME Laboratuvarlarında (Kanada) Nötron Aktivasyon yöntemi ile yaptırılmıştır. Cevherleşmenin derinlikle olan değişiminin ortaya konmasında MTA tarafından gerçekleştirilen sondaj verilerinden yararlanılmıştır.

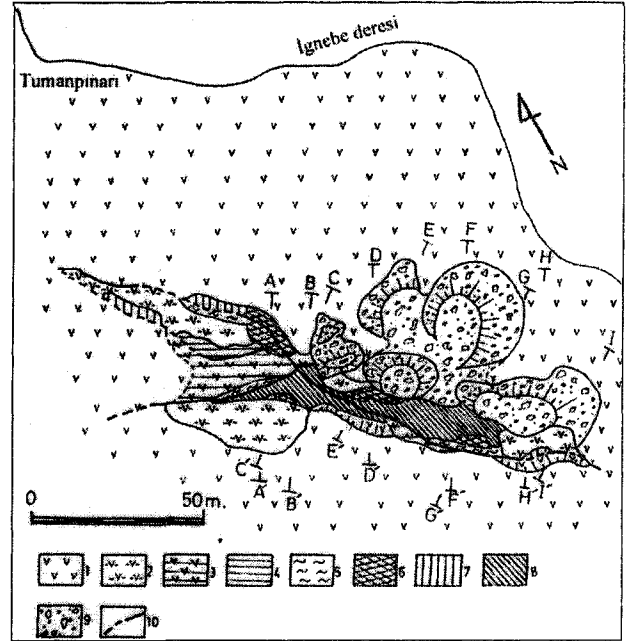
ÇALIŞMA ALANININ GENEL JEOLJİSİ

Mn zuhurlarının yoğun şekilde izlendiği ve çalışma alanının da içinde yer aldığı Kepsut-Dursunbey-Bigadiç arasındaki alanda, Paleozoyik'den Kuvaterner'e kadar değişik yapı ve yaşlarda litolojilere rastlanır. Ancak Batı Anadolu'da Eosen'den itibaren etkili olmaya başlamış ve bu etkinliğini tarihsel zamanlara kadar sürdürmüş olan Senozoyik yaşlı volkanizma ürünü kayalar bölgenin en yaygın kaya birimlerini oluştururlar (Şekil 1b). Bölgede bazik katkılı metamorfiklerle temsil edilen ve inceleme sahasının temelini oluşturan Paleozoyik, esas olarak yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş granat şist, kuvars-albit-muskovit şist, kalkışist, kuvars-albit-serizit-klorit şist ve kuvarsitlerle temsil edilir. En üst düzeyini kristalize kireçtaşlarının oluşturduğu metamorfik birimlerin üzerinde muhtemelen Permien-Triyas yaşlı karbonatlar ile tabanda konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kiltası ile başlayıp, sparitik dokulu kristalize kireçtaşları ile devam eden Jura yaşlı birimler yer alır. Bölgede ofiyolitik seri Üst Kretase yaşlı birimleri temsil eder. Muhtemelen Paleosen yaşlı granit-granodiyori ti ile başlayan Senozoik, Orta-Üst Miyosen yaşlı kireçtaş-marn-kiltası tuf ardaalanması ile bunlar üzerinde yer alan andezit-dasit-riyodasitlerle temsil edilen volkanitlerle devam eder ve Üst Pliosen'de geniş bir gösel ortamın oluşmasıyla gelişmiş kireçtaşı-kumtaşı-çakıltaşları ile sona erer. Ege bölgesinde, özellikle tüm Orta Ege bölgesinde, Oligosen karasal aşınmayı simgelerken, Kuvaterner yaşlı bazaltlar ile alüvyonlar genel olarak stratigrafik istifin en üst birimlerini oluşturur.

VOLKANİKLERİN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

Petrografik Özellikler

Tumanpınarı cevherleşmesinin kuzeybatısında izlenen Neojen gösel ortamlarda gelişmiş, çalışma alanının dışında da yayılımını sürdüren kireçtaşı-marn-tuf ardaalanması bir yana bırakılacak olursa, inceleme sahasının yalnızca Tersiyer yaşlı volkanitlerden oluştuğu görülmektedir (Şekil 1c ve Şekil 2).



Şekil 2. Tumanpınarı cevherleşmesinin ayrıntılı jeoloji haritası (Ersoy 1989'dan değiştirilerek).

Figure 2. Detailed geological map of the study area (modified from Ersoy, 1989) 1- Andezit (andesite), 2- Altere olmuş andezit (Altered andesite), 3- Cevherli andezit (Andesite with disseminated ore), 4- Breşik cevher (Breccia ore), 5- Silisifiye kayay (Silicified rock), 6- Pirolusit cevheri (Pyrolusite ore), 7- Pirolusit+psilomelen cevheri (Pyrolusite+psilomelane ore), 8- Egemen pirolusitli psilomelen+hematit+barit+limonit cevheri (Pyrolusite+psilomelane+hematite+barite+limonite+ore), 9- Pasa (Overburden), 10- Fay (Fault)

Büyük çoğunlukla andezit bileşimli olan Dursunbey volkanitlerinden alınan örneklerin ince kesitlerinde yapılan mikroskopik incelemelerde, bunların hiyalokristalin porfirik dokulu oldukları, hamur maddesi olarak volkanik cam, plajiyoklaz mikrolitleri, çok az sanidin mikrolitleri içerdikleri anlaşılmaktadır. Mineralojik olarak volkanitler, iri fenokristaller halinde plajiyoklaz, amfibol ve biyotit, daha az olarak sanidin ve ojitten meydana gelir. Manyetit, apatit, rutil ve zirkon tali mineralleri oluşturur. Plajiyoklaz fenokristalleri, esas olarak oligoklaz-andezin türde olup, bazen biyotit ve ojit psödomorfları da içerirler. Tüm ince kesit örneklerinde izlenen biyotit ve amfibol ile daha seyrek olarak karşılaşılan ojit kristalleri çoğunlukla bozmuş, yer yer Fe ve Mn'ca zengin bir görünüm kazanmıştır. Plajiyoklazlarda değişen şiddette karbonatlaşma ve killeşmenin görüldüğü kayaların amfibolleri kenarlarından itibaren opaklaşmıştır. Cevherleşmeye doğru plajiyoklazların karbonatlaşmasındaki artış, inceleme sahasının belirgin bir özelliği olarak dikkat çeker. Genel olarak plajiyoklazlar kayacın modal bileşiminin çoğunluğunu oluşturur (%35-45). Biyotit miktarı % 5-15, amfibol miktarı ise % 3-5

arasında değişir. Bununla birlikte bazı kesitlerde plajiyoklaz miktarı % 60, biyotit miktarı % 30'lara kadar yükselir. Kayacın toplam tali mineral içeriği % 3'ü aşmaz.

Jeokimyasal özellikler

Çalışma sahasında yeralan ve Batı Anadolu volkanitlerinin de bir parçasını oluşturan kayaçların jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Kireç köyü çevresinde ve cevherleşme alanında 11 farklı yerden alınan örneklerin % ağırlık olarak saptanan ana element kimyasal

analizleri ve ppm olarak tespit edilen iz element içerikleri toplu halde Çizelge 1'de verilmiştir. Örneklerin ana element analiz sonuçlarından hareketle çeşitli parametreler hesaplanmış, ulaşılan sonuçlar bazı diyagramlara taşınarak tanımlamalar ve adlandırmalar yapılmıştır.

Kimyasal analiz sonuçları, örneklerin ortalama % 62 SiO₂ içerikleriyle nötr bileşimde olduğunu (maksimum % 63.10 SiO₂) göstermiştir. Al₂O₃ içerikleri % 13.61-19.63 arasında değişirken, toplam Fe₂O₃ miktarları % 4.50-7.98 arasında olup, nispeten yüksektir. CaO %

Çizelge 1. Çalışma alanı volkanitlerinin ana (%) ve iz element (ppm) kimyasal bileşimi.

Table 1. Chemical composition of volcanic rocks in the study area. Major oxides (wt %) and Trace elements (ppm).

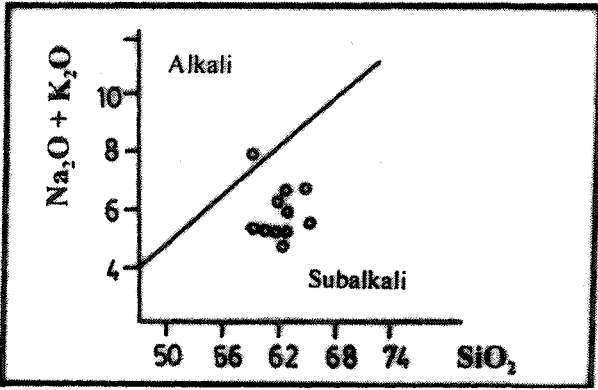
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11
SiO ₂	62.96	59.37	62.69	59.95	61.91	63.10	62.85	62.41	58.91	62.36	62.03
TiO ₂	0.85	0.73	0.75	0.83	0.70	0.65	0.60	0.74	1.20	0.49	0.56
Al ₂ O ₃	15.92	14.69	17.06	18.10	16.09	18.18	13.61	19.63	14.87	17.51	17.41
Fe ₂ O ₃	7.98	5.96	4.55	4.50	5.98	5.12	6.81	6.88	6.84	4.50	5.10
MnO	0.15	0.10	0.01	0.05	0.20	0.03	0.08	0.13	0.11	0.13	0.05
MgO	0.79	1.80	1.10	1.29	0.98	1.69	1.39	1.83	3.57	1.36	1.46
CaO	2.91	5.52	4.20	6.60	7.04	1.90	5.60	3.80	5.93	3.98	4.67
Na ₂ O	3.17	2.34	2.20	2.19	2.48	4.45	3.03	5.07	3.18	2.14	2.17
K ₂ O	2.82	5.83	3.01	3.52	3.10	2.60	3.06	1.97	2.66	3.37	4.00
P ₂ O ₅	0.45	0.26	0.27	0.35	0.24	0.16	0.43	0.33	0.42	0.20	0.17
BaO	0.37	0.55	0.35	0.18	0.11	0.15	0.18	0.15	0.18	0.15	0.10
Ateş Kaybı	0.96	2.75	3.17	2.16	0.90	2.04	1.43	1.25	2.09	2.37	1.95
TOPLAM	99.33	99.90	99.36	99.72	99.73	99.97	99.07	99.98	99.96	99.56	99.67
Cr	28	19	38	40	10	25	39	18	28	46	15
Ni	42	33	80	10	7	15	20	18	73	45	5
Co	21	5	33	20	16	7	20	13	30	6	11
Sc	12	6	30	13	13	14	18	14	28	5	11
V	700	270	800	80	94	180	110	292	180	70	58
Cu	32	16	20	33	20	42	15	12	37	40	17
Pb	900	950	510	520	500	740	395	120	18	22	55
Zn	30	20	100	110	80	52	270	40	70	61	78
Bi	3	2	n.d.*	n.d.	n.d.	3	2	1	3	2	2
Sn	30	4	4	9	26	35	19	30	11	8	14
W	2	3	4	3	3	4	3	3	4	4	3
Mo	10	10	12	10	3	5	5	5	9	4	3
As	10	2	13	3	5	3	2	3	10	4	8
Se	2	n.d.	4	3	3	4	4	4	3	2	3
Ag	5	10	8	3	4	5	5	5	3	10	2
Au (ppb)	110	90	45	213	20	173	37	19	32	44	27
Hg	1	1	1	1	1	<1	<1	<1	1	1	1
Rb	470	873	93	240	168	280	230	190	67	250	139
Cs	9	20	19	6	6	3	18	23	12	26	8
Sr	472	310	172	273	650	440	296	380	550	480	423
Ta	2	1	n.d.	1	n.d.	1	1	1	2	3	1
Nb	8	23	5	5	3	n.d.	n.d.	n.d.	13	6	13
Hf	4	3	5	2	2	6	7	5	4	5	3
Zr	197	80	112	103	180	240	95	160	210	100	203
Y	18	9	26	37	8	11	16	9	32	20	36
Th	20	5	8	17	13	24	30	24	17	21	23
U	4	5	3	4	6	50	4	6	5	5	5
La	19	71	26	57	60	35	57	51	65	40	63
Ce	59	105	39	75	94	62	110	80	113	80	69

*: belirlenemedi (not determined)

TUMANPINARI (BALIKESİR-DURSUNBEY) Fe-Mn CEVHERLEŞMESİ

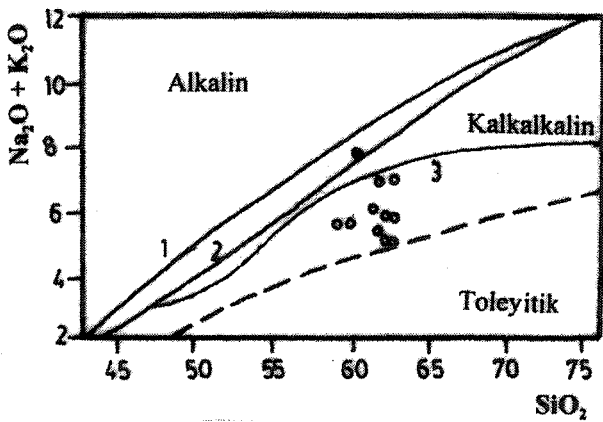
1.90-7.04, MgO % 0.79-3.57, Na₂O % 2.14-5.07, K₂O ortalama % 3.27 olup, bazı örneklerde % 5.83'e kadar yükselir. TiO₂ en fazla % 1.2 olarak saptanırken örneklerin BaO içerikleri % 0.10-0.55 arasında kalacak şekilde değişim göstermektedir.

İnceleme alanında yer alan volkanitlere ait örneklerin alkali-silika diyagramlarında subalkali alanda yer aldıkları (Şekil 3), Macdonald ve Katsura (1964), Kuno (1960) ve Irvine ve Baragar (1971)'in önerdikleri ayırma hatları kapsamında bütünüyle kalkalkalin alt grupta toplandıkları, toleyitik ve alkali nitelikte hiç bir örneğe rastlanmadığı görülmüştür (Şekil 4).



Şekil 3. Tumanpınarı volkanitlerinin alkali-silika içeriklerine göre sınıflandırılması (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 3. Classification of the volcanics according to their alkali and SiO₂ contents (Irvine and Baragar, 1971).

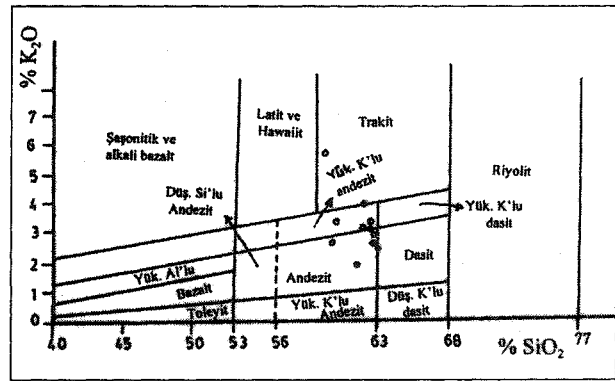


Şekil 4. Örneklerin alkali/SiO₂ diyagramındaki dağılımı (Macdonald ve Katsura, 1964).

Figure 4. Distribution of the sample in total alkalis versus SiO₂ diagram.

1. Irvine and Baragar (1971), 2- Macdonald and Katsura (1964), 3- Kuno (1960)

Dursunbey volkanitlerinin petrografik adlandırılmaları dışında, daha ayrıntılı olarak kimyasal adlandırılmalarına çalışılmış, bu amaçla örneklerin K₂O, Na₂O ve SiO₂ içeriklerinden yararlanılmıştır. Barberi vd. (1974) tarafından önerilen SiO₂/K₂O+Na₂O diyagramına göre (Şekil 5), incelenen volkanitler sapma gösteren bir örnek dışında bütünüyle andezit alanında toplanır. Traki-andezit alanına düşen A2 nolu örnek ise petrografik bir farklılık sunmaktan çok, yüksek K₂O içeriğiyle belirginleşmektedir. Bu diyagrama göre, Dursunbey bölgesi örnekleri K₂O içeriklerinin çoğunlukla yüksek olduğu, yitim zonu örnekleri ile karşılaştırıldığında K- bolluğu ile belirginleşerek farklılaştıkları anlaşılmaktadır.



Şekil 5. Volkanitlerin Barbari vd., (1974) diyagramına göre adlandırılması.

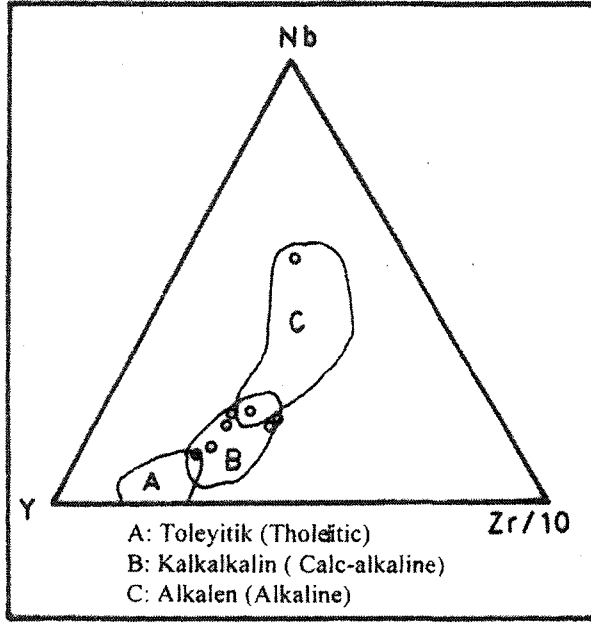
Figure 5. Nomenclatura of the volcanics according to Barbari et al., (1974).

Volkanitlerin ana elementlerine ek olarak, iz element sonuçlarından hareketle de türedikleri magmanın karakterini ortaya koymak mümkündür. Örneklerin iz element sonuçları Nb-Y-Zr/10 üçgen diyagramına taşındığında, volkanitlerin Nb içeriklerinin düşük olduğu, çoğunlukla kalkalkalin alanda toplandıkları, böylece ana elementlerin ortaya koydukları sonuçlarla uyum içinde olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 6).

TUMANPINARI CEVHERLEŞMESİNİN GENEL ÖZELLİKLERİ

Yataklanmayı Denetleyen Yapısal Unsurlar

Tumanpınarı Mn-Fe cevherleşmesi, bütünüyle andezitler içinde yapısal kontrollü bir oluşum sergiler. Yatak esas olarak KD-GB tektonik yönünde gelişmiş eğim atımlı bir fay boyunca damar ve mercek şeklinde, daha az olmak üzere çatlak dolgu damarcıklar ile breşik cevher şeklinde gelişmiştir. Bölgede, kompresyonel rejim altında gelişmiş KD-GB yönlü gerilmelerin yol açtığı



Şekil 6. Örneklerin Whitehead ve Goodfellow (1978; Ercan vd., 1984) üçgen diyagramı.

Figure 6. Position of the samples on ternary diagram of Whitehead and Goodfellow (1978; Ercan et al. 1984).

ği büyük kırıkların yanı sıra D-B ve K-G yönleri de belirgin bir şekilde gelişmiş olup (Yılmaz 1980), bu yönlerde izlenen eğim ve yanal atımlı faylar yer yer cevherlidir. Çalışılan alanda bu üç fay sistemi arasında görece bir yaş sırası oluşturmak mümkün görülmemekle birlikte, bu fayların birbirlerinden farklı fazlarda gelişmiş tektonik hareketler sonucunda oluşmuş olmaları gerekir. Olasılıkla andezitlerin yükselmesine neden olan tektonik olaylar sonucunda gelişen ana kırık sistemleri ve değişik süreksizlik yüzeyleri ortamda cevher yerleşimi için ideal koşulları yaratmıştır. Bu sistem içinde, çalışma alanında dairesel ve ışınal kırık sistemlerinden çok, esas olarak doğrusal kırık sistemleri gelişmiştir. Diğer yandan bölgesel ölçekte birbirini takip eden faylanmalar, kırık hatlar boyunca yüzeye kadar uzanan, yer yer genişlikleri bir kaç 10 metreyi bulan, tümüyle yan kayaç parçalarından oluşan breş zonlarının oluşmasına da yol açmıştır. Bu tür ezik zonların gelişmesine ve yoğunlaşmasında birbiri ile kesişen faylar ve fay zonları birinci derecede etkili olmuştur. Nihai olarak, gelişen tüm kırık sistemleri, uçucu elemanlarca zengin mağmatik çözeltilerin ve buharların içinde hareket ettikleri ve yüzeye doğru çıktıkları sırada taşıdıkları metalleri bıraktıkları başlıca zayıflık zonları olmuştur.

Yapısal kontrollü yataklanma, Yalakkaya mevkiinde izlenen barit cevherleşmelerinde de önemli rol üstlenmiştir (Şekil 1c). Cevherleşme, doğrultu ve eğiminde

ani değişimler vermeyen KD-GB yönlü ana faya bağlı gelişmiştir (Şekil 2). Esasen fay kontrollü hidrotermal cevherleşmeler, Dursunbey yöresi manganez cevherleşmelerinin ortak bir özelliğidir.

Cevherleşme Tipi ve Özellikleri

Cevher yapısı ve dokusu gözönüne alındığında, Tumanpınarı yatağında genel olarak masif cevher, volkanik kayaç parçalı breş cevheri ve yan kayaç içinde saçınımlı cevher olmak üzere üç farklı tipte cevherleşmeye rastlanır. Ancak sahada yer yer birbirleriyle grift olarak izlenen her üç tip cevher arasında kesin bir sınır çizmek mümkün değildir. Bununla beraber, masif cevher saçınımlı cevher geçişlerinde yan kayaç çatlaklarında gelişmiş ince damarcıklar halindeki cevherleşmeler de dikkat çeker.

Masif cevher, inceleme alanının en yaygın cevher tipini oluşturur. Cevherleşmenin yaklaşık % 80'i bu tiptedir. Genellikle sert toprağımsı bir görünüme sahip olan cevher kahverenkli kızılımsı tondadır ve eli boyar. Yüzeğe yakın kesimlerde yoğun alterasyon sonucu oluşmuş limonitleşme nedeni ile cevher kırmızı renktedir. Derine inildikçe Mn minerallerindeki artışa bağlı olarak renk siyahlaşır. Masif cevher, kısmen cevherleşme sonrası getirimlere bağlı olarak silisleşmiştir. Makroskopik olarak belirgin bir mineral yönlenmesi göstermeyen cevher, dar bir yaklaşımla tek bir merceksel kütle şeklindedir, ancak doğrultu boyunca mineral içeriğinde ve kimyasal bileşiminde değişim gösterir. Cevher kütlesi içinde bazı serbest yüzeyler boyunca ve erime boşluklarının çeperlerinde gang mineralleri ile birlikte gelişmiş idiomorf Mn-oksit kristallerine sıkça rastlanır. Yüzeğe yakın örneklerde saptanan kollomorf yapıları cevher kabukları, ritmik bantlı Mn-oksit mineralleri, nadiren de hidrogötit laminaları masif cevherin belirgin özelliğini oluşturur (Levha I). Özellikle ince cevher kabukları içinde Mn-oksit minerallerinin oluşturduğu bantlı dokular ve bunların aralarında yer alan kollomorf yapıları kil mineralleri dikkat çeker. Az miktarda konsantrik-zonal cevher dokuları gelişmiş olup, bunlar içinde isometrik manganez mineralleri kristalleşmiştir. Işınal dokular, manganez mineralleri bantlarını kesen prizmatik yapıları diğer tür dokuları teşkil eder. KB 'ya doğru eğimli olan masif cevher kütlesi fay boyunca düşey olarak 60-100 metrelik bir derinliğe ulaşır ve yanal olarak dissemine cevherli andezitik kayaçlara geçiş gösterir.

Volkanik kayaç parçalı breşik cevher, mineralizasyon alanının kuzeyine doğru sınırlı bir alanda izlenir. Demir ve mangan içeren çözeltilerin içinde yükseldikleri ezik zonlarda taşıdıkları yükleri bırakmaları ve bu ke-

TUMANPINARI (BALIKESİR-DURUNBEY) Fe-Mn CEVHERLEŞMESİ

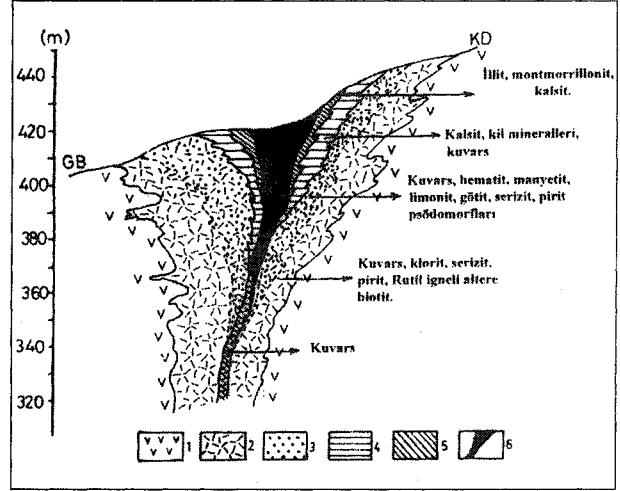
simleri çimentolamaları sonucu oluşmuşlardır. Gelişimleri makaslanma zonları ile sınırlıdır. Breşik zonun kalınlığı bir kaç metreyi, uzunluğu ise bir kaç 10 metreyi bulur. Cevherleşme esas olarak köşeli parçalar arasında boşluk dolgusu şeklinde, ancak yer yer özşekilli kristaller halinde gelişmiştir. Köşeli kayaç parçalarını çevreleyen Mn mineralleri kabuklarına sıkça rastlanılır. Pek çok yerde kayaç parçalarının yerini bütünüyle Mn oksid mineralleri almıştır. Bu sistem içinde cevherleşme, açıkça breleşme sonrası oluşmuştur. Cevherleşmeyi takiben gelişen zayıf tektonik bir fazda ise eski dolgular tekrar ezilip kırılmış, ince kırıklar içinde bir kaç santimetreyi bulan kuvars damarları gelişmiştir. Saha gözlemleri diğer verilerle beraber değerlendirildiğinde, cevherli tektonik breşlerin derinliğinin en fazla 200 metre kadar olduğu anlaşılmaktadır.

Andezitik kay açlar içinde çoğunlukla saçınımlı, daha az olmak üzere damarcık ve stokverk halinde zayıf Fe ve Mn cevherleşmeleri bir diğer yataklanma tipi olarak dikkat çeker. Kayaç içinde cevher mineralleri çoğunlukla saçılmış, düzensiz ince taneli agregatlar halindedir. Bu özelliklerinden dolayı andezitler cevherli bir görünüm kazanmışlardır. Cevherli çözeltilerin etkisi ile bu kay açların biyotit ve amfibollerini yoğun şekilde ayrılmış, kayaç içinde yer yer oldukça yüksek oranda cevher mineralleri gelişmiştir. Diğer yandan bazı alanlarda stokverk-saçınımlı cevher geçişleri de gözlenmiş olup, bunlara yer yer birbirleri ile ilintili küçük kuvars merclekleri eşlik eder. Kalıntı halinde biyotit ve amfibol fenokristalleri ile feldispat psödomorfları halinde kil mineralleri, kriptokristalin kuvars oluşumları saçınımlı cevherin ortak bir özelliği olarak dikkati çeker.

Yankayaç Alterasyonu

Tumanpınarında, yankayaç alterasyonu ile mineralizasyon arasında doğrudan bir bağlantı gözlenmiştir. Mineralojik ve petrografik incelemeler, gerek fay zonları içinde gerekse de cevher kütlelerinin çevresinde silisleşme, hematitleşme, karbonatlaşma ve killeşme şeklinde bir kaç tip alterasyonun geliştiğini ortaya koyar. Verilen alterasyon sırası, yüksek sıcaklık hidrotermal alterasyon koşullarından daha düşük sıcaklıklı hidrotermal koşullara doğru bir değişimin aynı zamanda genel bir yansımasıdır (Şekil 7).

Silisleşme esas olarak daha derin seviyelerde ve yüksek sıcaklıklarda gelişmiş olup, andezitler içinde kriptokristalin kuvars oluşumları, feldispatlarda serizitleşme, ikincil pirit gelişimleri, biyotitlerde ise yer yer klorit oluşumları ile belirginleşir. Altere biyotitlerde dokusal ilişkileri yansıtan rutillerin ise biyotitin parçalanma-



Şekil 7. Tumanpınarı cevherleşmesinin etrafında gelişen alterasyon zonları.

Figure 7. Hydrothermal alteration zones at the Tumanpınarı Fe and Mn deposit.

1- Andezit (andesite), 2- Silisleşme zonu (Silicified rock), 3- Hematitleşme (Hematization), 4- Karbonatlaşma (Carbonitization), 5- Killeşme (Argilic alteration), 6- Fe-Mn mineralizasyonu (Fe-Mn mineralization).

sından açığa çıkan titanyumdan kaynaklanması gerekir. Yoğun silisleşmenin izlendiği örnekler, daha açık renkli olup, sertlikleri yüksektir. Hematitleşme belirgin bir şekilde yüzeye daha yakın alınmış örneklerde silisleşme ile iç içe izlenir. Bu tip alterasyon için en önemli veriler, biyotitin yapısında bulunan demirin ayrışması ve toplanması sonucu renk açılması, amfibollerden itibaren demir oksit minerallerinin oluşması ile plajiyoklazların özellikle çatlakları boyunca kirli beyaz veya açık kırmızımsı bir renk kazanmasıdır. Karbonatlaşma yalnızca cevher kütlelerini etrafından alınmış örneklerde olmak üzere sınırlı bir alanda izlenir. Bu tür alterasyonlar sonucu çoğunlukla ince taneli agregatlar halinde kalsit oluşumları gelişmiştir. Bazı kalsit tanelerinde izlenen siyah yada grimsi siyah renklenmeler kimyasal bileşimlerdeki Mn'dan kaynaklanır. Nadirinde olsa klivaj düzlemleri boyunca izlenen detritik Mn-oksit minerallerinin varlığı, bu tanelerin cevherleşme öncesi oluştuklarının, Mn-oksit mineralleri tarafından ramplase edildiklerini işaret eder. Tumanpınarı cevherleşmesinde killeşme, andezitlerdeki plajiyoklazların muhtemelen illit ve montmorillonitte dönüşmesiyle ortaya çıkar. Ancak alterasyonun şiddeti değişkendir ve tanınması yoğun limonitleşme nedeniyle güçleşmiştir.

Tumanpınarı Cevherleşmesi Fe-Mn Mineral Birliği ve Özellikleri

Genel olarak oluşum ortamı ve koşullarının bir fonk-

siy onu olan manganer oksid zenginleşmeleri, ilksel özelliklerini yitirmedikleri sürece, yatakların kökenini saptamada belirleyici rol oynar ve tarımsal veriler olarak kullanılırlar. Bugüne değin yapılan mineralojik çalışmalar, dört değerlikli manganer oksidlerin belirli bir ortamla sınırlı olmadığını, doğada yaygın koşullar içinde oluştuklarını ortaya koyar (Roy 1992, Nicholson 1992, Ostwald 1992, Gültekin 1997). Bu nedenle bu tür mineraller oluşum ortamlarını belirlemede çoğu zaman yalnız başlarına belirleyici bir rol oynamazlar. Buna karşın bazı Fe, Si içerikli ve çeşitli iz elementlerce zenginleşmiş manganer mineralleri doğrudan yataklanma ortamının bir fonksiyonu olarak kristalleşirler. Buradan hareketle son yıllarda doğrudan manganer oksidlerin kristal yapılarında yer alan iz elementlerin türü ve miktarına bağlı olarak cevherleşme tipi-mineral ilişkisinin belirlenmesi fikri daha yaygın taraftar bulmuştur (Roy 1992, Delian vd. 1992).

Tumanpinan Fe-Mn cevherleşmesinden alınan örneklerde yapılan mikroskopik ve X-ışınlar difraktometre yöntemleriyle saptanan mineraller Çizelge 2'de verilmiştir. Cevherleşmenin en önemli manganer minerallerini pirolusit ve psilomelan oluşturur. Bu minerallere yer yer içerikleri % 5'e kadar çıkabilen manganit ile polianit eşlik eder. Genel olarak oldukça ince taneli, siyah renkli ve metalik-yan metalik parlaklıktaki bu mineralleri

makroskopik olarak ayırt etmek çok zordur. Yatakta nadiren gözlenen diğer manganer mineralleri braunit ve biksibittir. Varlıkları esas olarak mikroskopik incelemelerle saptanmış olan bu mineraller, X-ışınları çalışmalarında şüpheli olarak saptanmıştır. Çoğunlukla silisçe zengin cevher örneklerinde gözlenen bu minerallerden braunit daha yaygındır. Tüm bu minerallere ilave olarak, özellikle jeod türü oluşumlar içinde idiomorf taneler halinde manganokalsit kristalleri tanımlanmıştır. Tüm mineraller bir arada dikkate alındığında, Çizelge 2'den de kolayca anlaşılacağı gibi, Tumanpinan manganer mineralleri birliğinin pirolusit, psilomelan, manganit, polianit, braunit, biksibit ve manganokalsitten oluştuğu, bu haliyle de, hidrotermal sistemlere bağlı gelişen mineral birliği ile bir uyumluluk yansıttığı söylenebilir.

Tumanpinan cevherleşmesinde asıl Fe cevher minerallerini ince taneli manyetit ile hematit oluşturur. Bu minerallere cevherli kütlelerin yüzeyinde ve çatlakları boyunca hematitin atmosferik ayrışması sonucu oluşmuş limonit ve götit bol miktarda eşlik eder.

Kuars, kalseduan, kalsit ve barit en yaygın gang mineralleridir. Diğer yandan cevher-yankayaç geçişlerinde yer yer bol oranda kil mineralleri gelişmiştir. Ancak kökensele olarak cevherleşmeyle yakın bir ilişki gösteren tüm gang mineralleri yataktaki yaygın limonitleşme nedeniyle büyük ölçüde boyanmıştır.

Çizelge 2. Tumanpinan Fe-Mn cevherleşmesinin mineralojik bileşimi.

Table 2. Mineralogical composition of the Tumanpinan Fe-Mn deposit.

Mineraller	Kimyasal bileşim	Ana cevher mineralleri	Gang veya alterasyon mineralleri
Mn Mineralleri			
Pirolusit	MnO ₂	X	
Psilomelan	BaMn ⁺² Mn ₈ ⁺⁴ O ₁₆ (OH) ₄	X	
Manganit	MnOOH	x	
Polianit	MnO ₂	x	
Braunit	Mn ⁺² , Mn ₆ ⁺³ O ₈ (SiO ₂)	m	
Biksibit	(Mn ⁺³ , Fe ⁺³) ₂ O ₃	m	
Manganokalsit	(Ca, Mn) CO ₃		X
Fe Mineralleri			
Manyetit	Fe ₃ O ₄	X	
Hematit	Fe ₂ O ₃	X	
Limonit	FeO(OH)n.H ₂ O		X
Götit	HFeO ₂		X
Diğer Mineraller			
Kuars (Kalseduan)	SiO ₂		M
Kalsit	CaCO ₃		M
Barit	BaSO ₄		M
Kil mineralleri			M

X = % 10'dan fazla, M = % 5-10 arası, x = % 1-5 arası, m = % 1'den az

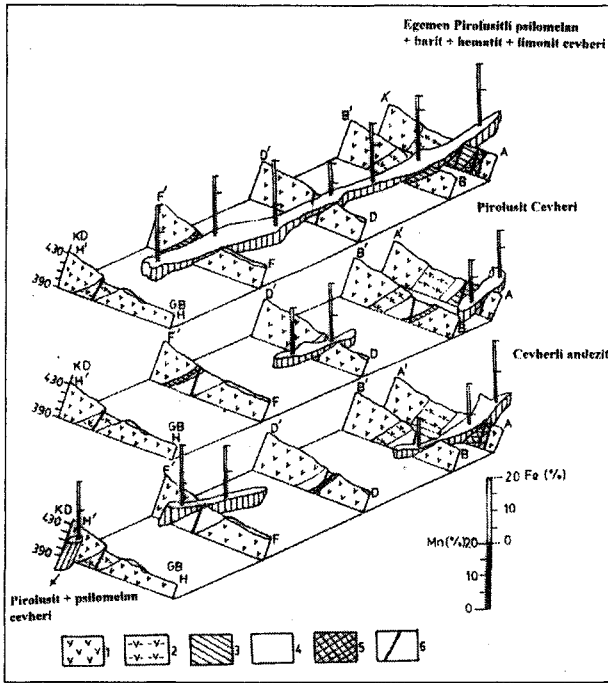
Mineralojik Cevherleşme Tipleri

Tumanpınarı cevher örnekleri üzerinde yapılan çalışmalar, mineral dağılımının homojen olmadığını, yer yer bir veya daha fazla manganez veya demir mineralinin bir arada oluştuğunu gösterir. Genel olarak yatak, bir arada bulunduğu demir ve manganez minerallerinin türüne göre yalnızca pirolusit, pirolusit+psilomelen, ege-men pirolusitli psilomelen+hematit+barit+limonit cevheri olmak üzere üç farklı cevherleşme tipi içerir. Doğal olarak bu tip bir sınıflandırma daha çok ekonomik niteliktedir. Pek çok örnekte hematit, limonit gibi Fe mineralleri ile ikincil öneme sahip manganez mineralleri de-ğişen oranlarda cevher tiplerine eşlik eder.

Mineralojik cevher tipleri, esasen sahada iç içe bölümler halindedir. Bununla birlikte, örneklerin detaylı incelemelerine dayanılarak bu bölümler ayrı ayrı haritalanmış, kapsadığı alanlar Şekil 2'de gösterilmiştir. Şekil 8'de ise saha gözlemleri ve sondaj verileri birarada değerlendirilerek oluşturulan cevher tiplerini gösterir blok diyagram sunulmuştur. Kolayca anlaşılacağı üzere, ege-men pirolusitli psilomelen+hematit+barit+limonit cev-

heri, sahasının en yaygın cevher tipini oluşturur. Fay boyunca damar şekilli bir oluşum sergileyen cevherleşme, doğrultu boyunca farklı kimyasal içeriğe sahiptir. Ana cevher minerallerine daha az oranda manganit, biksibit, polianit, braunit gibi diğer manganez mineralleri eşlik eder. Diğer mineralojik cevher tiplerini oluşturan, yalnızca pirolusit ve pirolusit+psilomelen cevherleri daha az yayımlı olup mercek yapılıdır; yer yer az miktarda limonit, hematit ve ikincil öneme sahip manganez mineralleri içermeleri olağandır. Her üç cevher tipinde gözlenen manganez minerallerinin dokusal özellikleri birbirine benzerdir. Önemleri nedeniyle yalnızca Mn oksid mineralleri ile sınırlı tutulmuş olan ayrıntılı tanımlamalar aşağıda verilmiştir.

Pirolusit, psilomelenla birlikte tüm cevher tiplerinin en yaygın cevher mineralini oluşturur. Çoğunlukla ince-orta taneli, toprağımsı, sert yer yer kolaylıkla parçalanabilen siyah renkli oluşumlar sergiler. Psilomelen, manganit ve limonitten oluşan bir matriks içinde bazen iyi gelişmiş kristaller halinde, kalsit ve baritle birlikte izlendiğinde çoğunlukla ışınal çubuklar şeklindedir; ayrıca cevher içindeki boşluklarda ince prizmatik kristalleri de yaygındır (Levha I, 1 ve 2). Psilomelenla birlikte ritmik bandlar oluşturur (Levha I, 2 ve 4). Batroidal taneler oluşturmakla birlikte nadirdir. Yüksek derecede okside olmuş çözümlerden birincil olarak gelişmiş olan pirolusitin en azından bir kısmı manganitten itibaren ikincil olarak gelişmiştir. Bunlar, özellikle kayaç içindeki boşluklarda kil minerallerini ornatmış olup, kollomorf yapı-lı kabuklar içinde iğnemsiz taneler halinde gözlenir (Levha I, 5 ve 6). Psilomelen, ince taneli Fe-Mn minerallerden oluşan bir matriks içinde sert, koyu mavi-kahverengi taneler şeklinde kristallenmiştir. Botroidal dokular yaygındır. Cevher kütesinin merkezine doğru kısmen yuvarlak şekilli psilomelen taneleri arasındaki açık boşluklarda ince taneli-toz görünümlü pirolusit ve manganit kristalleri gelişmiştir. Yer yer konsantre kabuklu olup, radyal bir doku da gösterir. Genel olarak psilomelen, pirolusit ve manganit birlikteliği yaygındır. Bir diğer manganez minerali olan manganit sert, çelik grisi renklere, özşekilli ve özşekilsiz, ince-orta taneli kristaller halinde gelişmiştir. Genel olarak manganitçe zengin cevher örnekleri, pirolusitçe zengin örneklerle benzer. Polianit büyük ölçüde pirolusite benzerse de ondan ikiz lamelleri göstermesi ile ayrılır. Çoğunlukla kısa prizmatik taneler halindedir. Silisçe zengin örneklerde az oranda bulunan braunit ve biksibit, bu özellikleri nedeniyle ayrıntılı tanımlamalar yapmayı güçleştirir. Ancak özşekilli çokgenler şeklinde kristalleşmiş olan biksibit ve braunit ile ilgili yapılan mikroskopik incelemeler, biksibitin kahve-



Şekil 8. Tumanpınarı cevherleşmeleri blok diyagramları ve Fe-Mn dağılımı.

Figure 8. Block diagram of the Tumanpınarı ore types and distribution of Fe and Mn contents.

1- Andezit (Andesite), 2- Altere andezite (Altered andesite), 3- Cevherli andezit (Andesite with disseminated ore), 4- Egemen pirolusitli psilomelen+hematit+barit+limonit cevheri (pyrolusite+psilomelane+hematite+barite+limonite ore), 5- Pirolusit cevheri (Pyrolusite ore), 6- Fay (Fault).

Çizelge 3. Mezitler-Tumanpınan manganez cevherleşmesinden seçilmiş cevher örneklerine ait ana (%), iz ve bazı nadir toprak elementlerin (ppm) analiz sonuçları.

Tablo 3. Major (wt %), trace and some rare earth element (ppm) contents of the selected ore samples from Mezitler-Tumanpınari Mn mineralization..

	M1	M5	M8	M15	M22	M24
SiO ₂	29.71	29.23	26.30	38.54	17.21	49.54
TiO ₂	0.13	0.30	0.10	0.15	0.33	0.20
Al ₂ O ₃	3.27	1.93	3.59	2.67	5.56	1.79
Fe ₂ O ₃	24.70	44.35	39.40	36.08	32.70	10.39
MnO	25.83	11.68	12.40	25.32	30.79	24.46
MgO	n.d.*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	2.10	0.73	1.16	3.09	2.30	0.75
Na ₂ O	0.15	0.16	n.d.	0.10	0.12	0.20
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SO ₃	4.76	1.49	5.10	0.10	5.51	3.13
BaO	5.60	6.23	10.18	3.25	3.80	5.85
Ateş Kaybı	3.07	2.23	3.00	0.27	1.05	3.10
TOPLAM	99.27	99.33	99.23	99.30	99.32	99.41
Cr	15	<10	<10	<10	15	<10
Ni	30	40	120	31	10	110
Co	12	22	29	9	10	53
Sc	0.7	0.9	0.4	<0.1	<0.1	0.2
V	70	70	60	70	20	40
Cu	110	100	110	230	100	87
Pb	930	1100	1100	890	3400	930
Zn	2000	870	1500	690	1050	1900
Sn	35	43	32	25	32	37
W	47	56	90	40	51	92
Mo	27	28	25	13	32	5
As	1100	1000	1300	3200	1000	1000
Se	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sb	71	200	150	340	670	90
Ir (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	5	6	5	5	8	13
Au (ppb)	67	5	20	8	35	42
Hg	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Rb	15	20	15	10	5	22
Cs	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	2	4	1	2	3	2
Hf	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Th	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
U	16	9	7	8	6	17
La	6	6	3	9	5	6
Ce	7	5	3	3	3	3
Sm	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5
Eu	2.4	1.9	1.3	1.1	2.4	1.6
Tb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Yb	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Lu	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05

*: belirlenemedi (not determined)

TUMANPINARI (BALIKESİR-DURSUNBEY) Fe-Mn CEVHERLEŞMESİ

rengi veya yeşilimsi gri renkte olduğunu, çok zayıf bir anizotropi, braunitin ise açık kahverengi, gri-beyaz renklere daha kuvvetli bir anizotropi gösterdiğini ortaya koymuştur.

TUMANPINARI MANGANEZ CEVHERLEŞMESİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

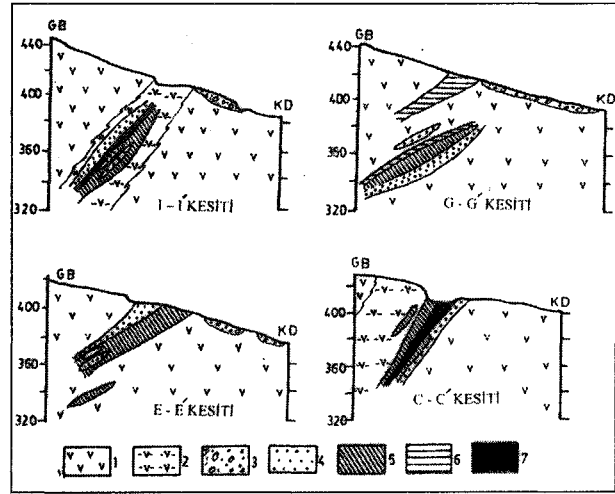
Tumanpinarı cevherleşmesinden alınan 25 örnekten yalnızca 6'sında ana ve iz element analizleri, diğerlerinde ise Fe, Mn ve Ba analizleri yapılmış, sonuçlar Çizelge 3 ve 4'de verilmiştir. Bu analizlere göre, örneklerin SiO₂ içeriklerinin, % 31.75'lik bir ortalama ile % 49.54'e kadar yükseldiği, Al₂O₃ içeriklerinin % 1.79-5.56 arasında değiştiği anlaşılmaktadır. Toplam 25 örneğin analiz sonuçlarına göre, Fe₂O₃ miktarları % 10.89-54.63 arasında, MnO miktarları ise % 6.72-39.01 arasında olup, geniş bir aralıkta değişim gösterir. CaO içerikleri ortalaması % 1.68, SO₃ içerikleri ortalaması % 3.35'dir. BaO içerikleri % 1.10-24.99 arasında kalacak şekilde, % 9.75'lik bir ortalama ile yüksek değerler gösterir. Diğer yandan Tumanpinarı yatağında sondaj verilerinden hareketle Fe ve Mn dağılımlarının derinlikle birlikte değişimleri araştırılmış, bu amaçla toplam

Çizelge 4. Tumanpinarı manganez cevherleşmesine ait örneklerin Fe, Mn ve Ba içerikleri (%).

Table 4. Fe, Mn and Ba contents of the ore samples from the Tumanpinarı deposit (wt %).

No	Fe ₂ O ₃	MnO	BaO
M1	24.70	25.83	5.60
M2	33.49	22.61	18.63
M3	13.75	39.01	12.97
M4	18.72	26.95	1.67
M5	44.35	11.68	6.23
M6	19.02	20.53	24.99
M7	34.90	29.10	10.30
M8	39.40	12.40	12.53
M9	52.00	15.05	10.18
M10	15.77	32.19	8.15
M11	30.73	34.67	5.37
M12	54.63	6.92	9.09
M13	21.09	23.67	6.30
M14	15.37	29.43	15.92
M15	26.08	25.32	3.25
M16	15.90	20.02	1.39
M17	30.05	24.19	13.50
M18	26.23	7.80	4.90
M19	14.40	11.96	1.10
M20	33.71	22.51	24.21
M21	28.83	20.96	23.10
M22	32.70	30.79	3.80
M23	38.49	17.89	6.15
M24	10.89	24.46	5.85
M25	24.61	24.19	8.67
ORTALAMA	27.98	22.40	9.75

Fe+Mn değerlerinin değişimleri gösterir bazı kesitler oluşturularak Şekil 9'da verilmiştir. Buna göre Fe ve Mn dağılımlarının birbirine paralel seviyeler veya merceksele zonlar şeklinde olduğu anlaşılmaktadır. Artan derinlikle birlikte toplam Fe+Mn değerleri % 15-60 arasında kalacak şekilde değişim gösterir. Merceksele şekiller veren zenginleşme zonları yüzeyden itibaren yaklaşık 100 metrelik, derinliğe kadar uzanır. En zengin zonlar genellikle cevher kütlelerinin merkezine doğru görülür. İz element analiz sonuçları ise nispeten yüksek Zn, Pb ve As değerlerinin varlığını ortaya koyar. Ancak mineralojik çalışmalarda bu elementleri içeren herhangi bir mineral formuna rastlanmamıştır.



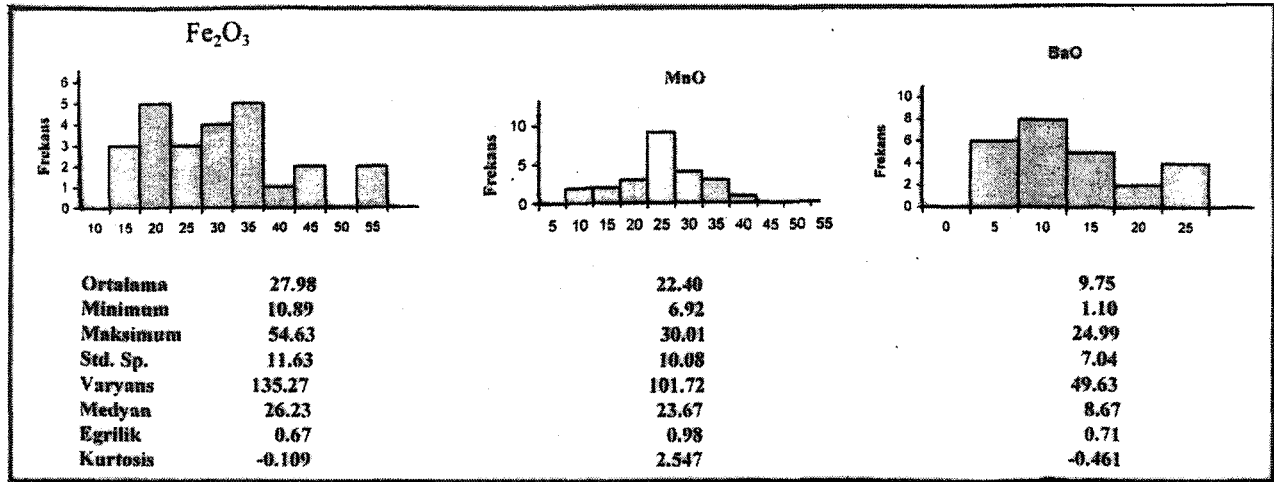
Şekil 9. Tumanpinarı cevherleşmesi toplam Fe+Mn değerleri düşey dağılımı.

Figure 9. Vertical distribution of total Fe and Mn values in the Tumanpinarı deposit.

1- Andezit (Andesite), 2- Silisleşme zonu (Silicified rock), 3- Pasa (Overburden), 4- Fe+Mn % 15-20, 5- Fe+Mn % 20-30, 6- Fe+Mn % 30-40, 7- Fe+Mn % 40-60.

Yataklarda Fe, Mn ve Ba içerikleri dağılımlarının belirlenmesi amacıyla her bir elemente ait histogramlar oluşturulmuş, tanımsal nitelikli istatistiksel değerler belirlenmiştir (Şekil 10). Toplam Fe₂O₃ ve BaO içerikleri pozitif çarpıklık değeri ile lognormal bir dağılım sergilerken, MnO dağılımı, 10.08'lik bir standart sapma değeri ile normal bir dağılıma yaklaşım gösterir.

Genel olarak, karmaşık genetik ilişkiler gösteren manganez yataklarının oluşum koşullarının saptanmasında bazı jeokimyasal veriler önemli sonuçlar verir. Bugüne değin yapılan çalışmalar (Choi ve Haria, 1992; Delian vd., 1992; Pracejus ve Bolton, 1992; Nicholson, 1992; Roy, 1992) Si ve Al gibi ana element içerikleri yanında, As, Ba, Ce, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, V ve Zn gibi element konsantrasyonlarının manganez yatağının kökeni



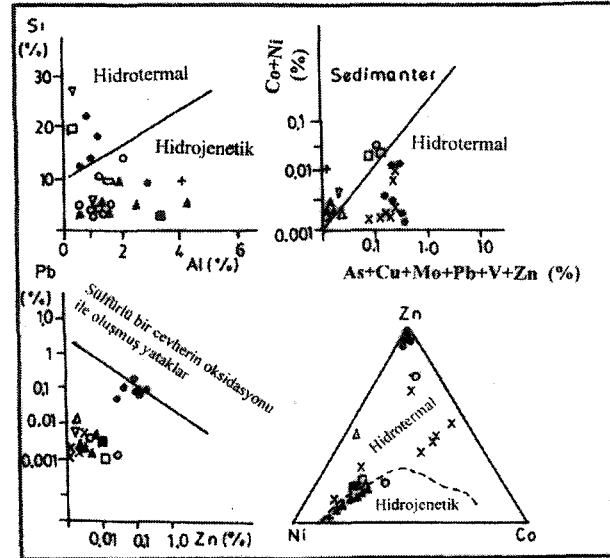
Şekil 10. Fe₂O₃, MnO ve BaO içeriklerine ait histogramlar.

Figure 10. Histograms of Fe₂O₃, MnO and BaO values.

ile yakından ilişkili olduğunu göstermiştir. Bu tür jeokimyasal ilişkilerin ortaya konması ile birlikte, mangan yataklarının tanımlanmasında bazı diyagramlar son yıllarda yaygınca kullanılmaya başlanmıştır (Nicholson, 1992; Choi ve Hariya, 1992). Ancak bu tür diyagramların kullanılabilirliği konusunda araştırmacılar arasında tam bir görüş birliği sağlanamamıştır. Bunun başlıca nedeni mangan oksitlerin kuvvetli katyon absorpsiyon kapasitesine sahip olmalarıdır. Mangan oksitlerin bu özelliği, oluşum ortamlarından bağımsız olarak pek çok elementçe zenginleşmesine yol açabilir. Bu tür zenginleşmeler en belirgin şekilde hidrojenik kökenli denizel mangan nodüllerinde saptanmıştır. Bundan dolayı, tanımsal diyagramlar mangan nodüllerini ortaya koymada, diğer tür yataklanmalara oranla daha kesin sonuç verir (Roy, 1992). Ancak dar anlamda yatak oluşumu hakkında ön bilgiler vermeleri nedeniyle bu tür diyagramlar her zaman belirgin bir öneme sahiptir.

Tumanpınarı cevherleşmesinde jeokimyasal zenginleşme ve ilişkilerin ortaya konulabilmesi amacıyla, örnekleri iz element ve Mn içerikleri birbiri ile korele edilmiş, bazı değerler tanımsal diyagramlara taşınmıştır. Elementlerin pozitif korelasyonu, hidrotermal yataklarla uyumluluk gösteren bir As, Ba, Cu, Pb, Sb ve Zn zenginleşmesinin geliştiğini, Mn-Ba ve Mn-As arasında belirgin bir jeokimyasal ilişkinin bulunduğunu göstermiştir. Bu sonuç, Nicholson (1992)'nin hidrotermal yataklarda As-Ba-Cu-Li-Mo-Pb-Sb-Sr-V-Zn şeklinde bir element zenginleşmesinin gelişebileceğini, değişmez bir şekilde Mn ile As arasında jeokimyasal bir ilişkinin bulunduğu şeklindeki fikri ile uyum içindedir. Benzer sonuçlara dünyada ve Türkiye'deki bazı önemli sedimanter ve hidrotermal mangan yataklarına ait kimyasal

analiz sonuçlarının işlendiği diyagramlarda da ulaşılmıştır ve cevherleşmenin hidrotermal kökenli olduğu bir kez daha açıklık kazanmıştır (Şekil 11).



Şekil 11. Çeşitli mangan yataklarına ait bazı tanımsal diyagramlar.

Figure 11. Some diagnostic diagrams for different types of manganese deposits. A; Wakasa (Tokoro), hidrotermal (Choi and Hariya, 1992); V: Otjosedu (Namibiya), sedimanter (Ostwald, 1992); A: Binkılıç (Trakya), sedimanter (Gültekin, 1997); O: Hinodo (Tokoro), sedimanter (Chio and Haria, 1992); &: Wafangzi (Çin), sedimanter (Delian et al. 1992); M: Groote Eylandt (Avustralya), sedimanter (Pracejus and Bolton, 1992); +: Nikopol (Ukrayna), sedimanter; X: Ocaklı (Maçka-Trabzon), hidrotermal (Gedikoğlu vd., 1985); ü: Koryu (Tokoro), hidrotermal (Choi and Hariya, 1992); 9: Tumanpınarı (Dursunbey), hidrotermal.

TUMANPINARI (BALIKESİR-DURSUNBEY) Fe-Mn CEVHERLEŞMESİ

Şekil 11'in incelenmesi ile, Tumanpınarı yatağının iz element kapsamının diğer eş kökenli Mn yataklarının iz element içeriklerine benzerlik göstermediği ortaya çıkar. Yatağın karakteristik bir özelliği olarak Ba, As, Pb ve Zn içeriklerinin yüksek oranlarda olması çarpıcı bir sonuçtur. Bu tür yüksek değerlere çoğunlukla hidrotermal ve volkano-sedimanter yataklarda rastlandığı bilinen bir gerçektir. Diğer yandan hidrotermal yataklarda, zaman zaman kuvvetli bir Fe-Mn fraksiyonlaşmasını yansıtabilecek şekilde, geniş bir aralıkta değişim gösteren Fe/Mn oranları saptanmıştır. Bunun doğal sonucu olarak Fe/Mn oranı düşük yada yüksek değerler alabilmektedir. İnceleme sahasında ortalama Fe/Mn oranı 2.73 olarak bulunmuştur. Sonuç olarak cevherleşmenin kimyasal bileşimi dünya üzerindeki belli başlı hidrotermal yatakların kimyasal bileşimleri ile karşılaştırıldığında benzer elementleri içerdiği, ancak bazı elementleri (As, Pb, Zn gibi) daha yüksek miktarda kapsadığı, iz element bakımından çarpıcı bir farklılık sunan sedimanter yataklardan belirgin bir ayrıcalık gösterdiği saptanmıştır.

TUMANPINARI MANGANEZ CEVHERLEŞMESİNİN OLUŞUMU

Bugüne değin yapılan çalışmalar göstermiştir ki manganez yatakları, karasal ayrışma, hidrojenik, plütonizma, volkanizma ve metamorfizma koşulları altında oluşabilmektedir (Roy, 1992; Ostwald, 1992). Bununla birlikte ekonomik olarak işletilebilen dünyanın en önemli yatakları Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı sığ deniz sedimanlarıyla ilişkili olanlardır. Volkanojenik yataklar yaygın olmakla beraber çoğunlukla küçük mercekli yada damar tipi oluşumlar şeklindedir. Kırık sistemleri ile ilişkili damar türü yataklanmalar, köken bakımından magmatik etkinliğin en son ve en genç oluşumlarını temsil edecek şekilde epitermal hatta teletermal koşullar altında meydana gelmektedir.

İnceleme sahasında, litolojik birimlere ait saha gözlemleri cevherleşmenin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri ile bir arada değerlendirildiğinde, yataklanmanın volkanojen kökenli olduğu çarpıcı bir şekilde ön plana çıkar. Nitekim sadece Tumanpınarı yatağında değil, bütün Dursunbey-Kepsut-Bigadiç bölgelerinde volkanik kayaçların egemen olduğu Neojen oluşuklar içinde manganez cevherleşmelerine rastlanmaktadır. Tumanpınarında, cevherleşme doğrudan andezitler içinde olmakla birlikte, özellikle Bigadiç çevresinde dasitik tüf ve breşler içinde de manganez oluşumları tanımlanmıştır (Tamer vd., 1986). Esasen sadece yataklanma biçimi bile tam bir volkanik kökeni işaret etmektedir. Andezit-

ler içinde faylar boyunca ve breşlenme zonlarında mercekli, damar, çok merkezli saçınım ve damarcıklar şeklinde manganez oksit cevherleşmelerinin oluşması ancak hidrotermal getirimlerle açıklanabilir. Diğer yandan bu tür getirimlerin yankayaçlarda oluşturmaları beklenen alterasyonlar inceleme alanında oldukça yaygın izlenir. Bunlara ek olarak manganez mineral birliğinin üyelerini oluşturan braunit ve bixsibit gibi minerallerin varlığı ve iz element zenginleşmeleri volkanik yataklara özgüdür.

Dursunbey yöresi manganez zuhurlarının oluşumunda bölgesel jeolojinin doğrudan katkısının olduğu anlaşılmaktadır. Özellikle Kireç bölgesi zuhurlarının hemen hemen hepsi Miyosen yaşlı volkanitlerle ilişkilidir. Bu volkanitler Ege bölgesinde geniş alanlar kaplayan, kalkalkali volkanizmanın bir parçasını oluşturur. Bu nedenle bir yandan bu kayaların yayılım alanları, olası hidrotermal cevherleşmelerin yayılımına denk düşerken, diğer yandan da tektonik yerleşimlerinin ortaya çıkartılmasıyla, ilişkili yatakların tanımlanması kolaylaşacaktır. Batı Anadolu'da volkanik aktivite geç Oligosen-Erken Miyosende kompresyonel bir rejim altında başlamış, bunun sonucunda kıtasal kabuk kökenli bir andezitik ve dasitik kalk-alkali kayaç birliği oluşmuştur. Ancak Orta Miyosende K-G yönlü kompresyonel rejimin ani olarak K-G yönlü gerilmeye dönüşmesi, alkali bazaltik volkanizmaya dereceli bir geçiş sağlamıştır (Yılmaz, 1990). Bu genel çerçeve içinde Ege bölgesi Oligosen sonrası kalk-alkali volkanizması, olasılıkla Üst Kretase'de Pontitlerle Anatolitler arasında meydana gelen ve kuzeye doğru olan dalma-batmayı izleyen Eosen'deki çarpışma sonrası gelişmiş kıtasal kabuk kalınlaşmasının bir ürünü olarak düşünülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Üst kıtasal kabuğun kalınlaşması, alttan itibaren bölümsel ergimelerin gelişmesine yol açmış, zamanla, üst manto'dan gelen alkali olivinli bazaltik malzemenin karışmasıyla kalk-alkali nitelikli ürünler veren volkanizma oluşmuştur. Daha sonra Arap-Anadolu plakalarının çarpışmasını takiben, Anadolu plakasının batıya doğru hareketine atfedilen, Ege graben sistemlerinin gelişmesi, önerilen model kapsamında manto kökenli alkali bazaltik volkanizma erüpsiyonuna yol açmıştır. Batı Anadolu volkanitlerinde yapılmış olan petrolojik çalışmalar (Ercan, 1984; Yılmaz, 1990), Tumanpınarı cevherleşmesine evsahipliği yapan andezitik kayaçların tektonik yerleşimlerinin kıtasal kabuk kalınlaşması çerçevesinde düşünülmesi gerektiğini ortaya koymaktadır.

Dursunbey Mn cevherleşmelerinin yataklanmasında Ege bölgesi Neojen paleocoğrafyası önemli bir yer işgal eder. Dursunbey çevresinde gölsel ortamda yataklanmış

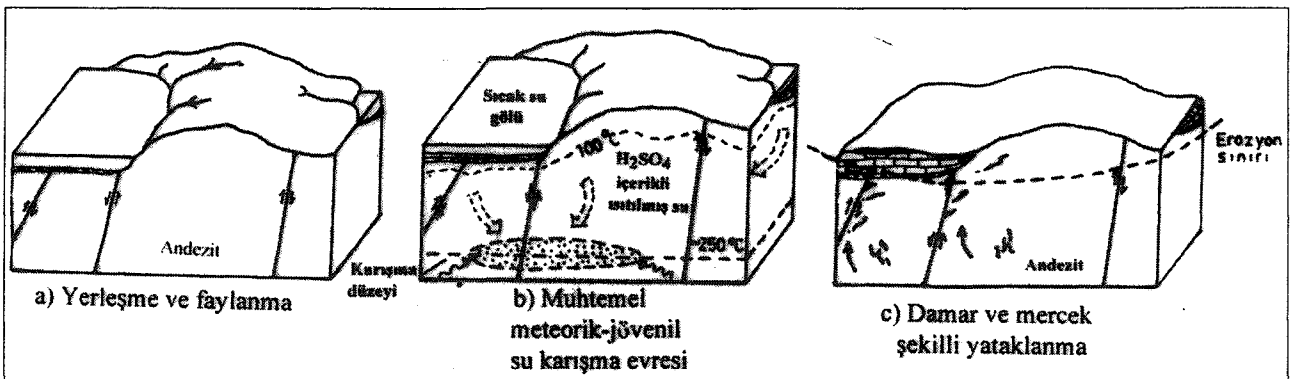
Neojen kireçtaşı, marn, tuf ardalanması oldukça yaygındır. Bu tür oluşumlara Tumanpınarı cevherleşmesinin hemen kuzeybatısında da rastlanır. Gölsel seriler yalnızca Balıkesir'de değil, başta Bursa, Eskişehir ve Kütahya olmak üzere pek çok yerde yaygın şekilde izlenirler. Bu veriler, Neojende Ege bölgesi paleocoğrafyasında göllerin önemli bir yerinin bulunduğunu, irili ufaklı pek çok gölsel ortamın geliştiği gösterir. Tumanpınarı civarında cevherleşmenin en azından bir kısmı muhtemelen bu tür ortamlarda ekzalatif sedimanter tipte gelişmiştir. Filizburun Tepenin batısında Neojen gölsel serilere yakın yerleşmiş olan Mn zuhurlarının varlığı, hızlı indirgen koşullar altında gelişmiş amorf Fe-Mn hidroksitlerin bulunması, biksibit gibi yüksek oksijenli ortamlarla ilişkili olduğu bilinen minerallerin tespit edilmiş olması bu düşüncüyü destekler niteliktedir. Ancak Tumanpınarı'nda bu tür oluşumlar yoğun erozyon nedeni ile aşınarak taşınmış, daha derinlerde bulunan damar tipi oluşumlar ortaya çıkmıştır.

Okyanusal yayılma merkezlerinde ve aktif volkanizma içeren bölgelerde yapılan çalışmalar hidrotermal yatakların oluşum şekilleri ve jeokimyasal özellikleri hakkında önemli bazı sonuçlar ortaya koymuştur (Rona, 1978). En belirgin sonuçlardan biri, Fe-Mn yataklarının çoğunlukla günümüz aktif denizaltı hidrotermal bölgelerinin merkezinde yer aldığı, buna karşın Mn oksid yataklarının çoğunlukla merkezden belirli bir uzaklıkta bulunduğudır. Uzaklığa bağlı olarak Fe/Mn oranında azalma, diğer bir ifadeyle Fe ve Mn'in ayrılanması en iyi bir şekilde Galapagos rift sahasında gözlenmiştir (Choi and Hañya, 1992). Eğer bu tespitler doğrudursa, Tumanpınarı cevherleşmesinin yüksek Fe içeriği dolayısıyla, hidrotermal çözeltilerin ana yayılma merkezi içerisinde yer aldığı, hızlı yataklanma işlevlerinin hakim olduğu anlaşılmaktadır. Tumanpınarı cevherleşmesinden itibaren güneydoğuya doğru 10 km.'lik mesafeler boyunca

izlenen Mn zuhurlarında Fe içeriğinin hala yüksek olması muhtemelen hidrotermal çözeltilerin yayılma kanallarının dar bir alanla sınırlı olmadığını ortaya koyar.

Tumanpınarı cevherleşmesinde, andezitlerin hidrotermal solüsyonlara olası element katkısının belirlenmesi anacı ile kayaçların mineral bileşiminde yer alan ferromagnezyen minerallerden biyotit ve amfibollerin kimyasal analizleri yapılmış, sonuçlar AMPHCAL ve BIOTERM bilgisayar programlarında değerlendirilmiştir (Yavuz, 1996; Yavuz ve Öztaş, 1997). Örneklerin kimyasal analizlerinin yapılmasında bir ISM-840 Elektron Mikroskopu kullanılmıştır. Buna göre inceleme alanındaki biyotitlerin Ti, Ba ve Cl açısından zengin "Mg-biyotitler" sınıfına girdiği (Foster 1960), amfibollerin ise ferro horblend ve pargasit aralığında değişim gösterdiği (Leake 1978) anlaşılmıştır. Abdel-Rahman (1994)'e göre biyotitler kalk-alkali orojenik birliklere ait volkaniklerle ilişkilidir. Sonuçlar ferromagnezyen minerallerin manganezce fakir olduğunu, manganezin doğrudan magma kökenli olduğunu göstermesi yönüyle dikkat çeker.

Tumanpınarı'nda cevherleşme, ortamın kırıklanması ve breş oluşumları ile başlar (Şekil 12). Faylanmayı takiben cevherleşme ile ilgili ilk gelişler fay ve breş zonlarında yaygın kuvars ve barit oluşumlarına neden olmuştur. Stratigrafik olarak barit zenginleşmeleri yüzeye daha yakındır. Hidrotermal çözeltiler, bir yandan içinde yükseldikleri ezik zonlardaki yantaş parçalarını çimentolayarak tektonik breşlerin meydana gelmesine de yol açarken, diğer yandan da andezitlerde yaygın alterasyonlara yol açmıştır. Kuvars ve barit kristallerinde gözlenen kataklastik dokular, bu minerallerin oluşumunu izleyen dönemde orijinal kırıkların yeniden hareketlendiğini gösterir. Yatakta asıl Fe ve Mn cevherleşme oluşumu esas olarak bu evreye denk düşer. Bu evrede yukarıya doğru yükselen hidrotermal sulara gözenek suyu karışımı da mümkün görünmektedir. Yüzeye doğru yüksek



Şekil 12. Tumanpınarı cevherleşmesi için önerilmiş oluşum modeli.
Figure 12. Suggested occurrence model for the Tumanpınarı deposit.

len yüksek sıcaklıklı demirli çözeltilerin gelişi ile sahada yaygın manyetit, hematit mineralizasyonu gelişmiştir. Bu tür çözeltilerden itibaren gelişen demir mineralizasyonları yantaşa da belirgin şekilde görülmektedir. Tumanpınarında gerek cevherli zonda gerekse de yantaşa demirden ileri gelen kahverengi renklenme, manganın sebep olduğu yerleri uzaktan bakıldığında dahi kolayca farkedilir bir duruma getirmiştir. Demir mineralizasyonundan sonraki diğer bir fazda ise manganlı çözeltiler, daha önceki bütün dolguları bariz bir şekilde kesen ve çimentolayan Mn-oksit ve silikat oluşumlarına neden olmuştur. Mn-oksitlerin varlığı ortamın sıcaklığının oldukça düştüğünü, muhtemelen epitermal koşullar altında kristalleşmenin tamamlandığını ortaya koyar. Cevherleşmeyi takiben, demir oksit mineralleri ve birincil pirit oluşumları oksidasyon koşulları altında limonit ve götite dönüşmüştür.

SONUÇLAR

Tumanpınar yatağı, hidrotermal oluşumların yaygınca izlendiği Dursunbey'in batısında volkanojenik kökenli bir Fe-Mn cevherleşmesidir. Yataklanma, mevcut kırıklar içinde damar dolgusu ve breşik oluşumlar şeklinde gelişmiştir, mineralizasyon Miyosen yaşlı andezitler içinde KD-GB istikametinde 2 km'den daha fazla bir uzunlukta izlenen fay boyunca gelişmiştir. Volkanik kayalar Batı Anadolu'da geniş alanlar kaplayan kabuk kalınlaşması ürünü andezitik-dasitik kalkalkalin birliğin bir üyesini oluştururlar. Cevherleşmeyle ilişkili solüsyonlar yan kayalarda silisleşme, karbonatlaşma, hematitleşme ve killeşme şeklinde hidrotermal alterasyonlara da yol açmıştır. Manganez cevherleşmesi, düşük sıcaklık koşulları altında gerçekleşmiş olup, yüksek Ba, As, Pb ve Zn içerikleri ile karakteristiktir. Cevherleşmeye neden olan solüsyonlar ile volkanizma arasında genetik ilişki bulunmaktadır. Mevcut tüm veriler bir arada düşünüldüğünde yataklanmanın birbirini takip eden 3 evrede tamamlandığı anlaşılmaktadır:

- 1 Yüksek sıcaklıklı, asidik karakterli hidrotermal solüsyonların mevcut faylar ve ince kırıklar boyunca satha doğru yükselmeleri esnasında gelişen hidrotermal alterasyon evresi,
- 2- Daha derinlerde bulunan mağmatik bir kaynaktan beslenen ancak meteorik su karışımının da mümkün olduğu, hidrotermal solüsyonlardan itibaren gelişen damar, açık boşluk dolgusu ve saçınımlı tip cevher yataklanma evresi (diğer bir ifade ile ana cevher mineralleri yataklanma evresi). Yataklanma epitermal sistemlerle ilişkilidir. Ruggeri vd.

(1997) epitermal sistemler için yapmış oldukları çalışmalarda oluşum sıcaklıklarını dikkate alarak, sıvı sirkülasyon derinliğinin yeraltı suyu seviyesinin altında muhtemelen 50-600 m. arasında değişebileceğini öne sürmüşlerdir. Çalışma sahasındaki mineralizasyonun genel karakteri, Ruggeri vd. (1997)'nin gözlemleri ile uyum içindedir.

- 3- Mevcut topoğrafik yüzeyce kontrol edilen bir oksidasyon evresi. Bu evrede bir yandan yataktaki Fe-oksit mineralleri büyük çoğunlukla limonite dönüşürken, diğer yandan da ince cevher kabukları meydana gelmiştir. Yatak genelinde, bazı veriler bulunmakla birlikte (bkz şekil 11) kuvvetli bir süperjen zenginleşme gelişmemiştir.

Dünyadaki diğer benzer yataklar ile mukayese edildiğinde Tumanpınarı yatağı küçük ölçekli yataklar sınıfına girer. Geçmişte oldukça kötü bir şekilde işletilmiş olan yatakta hala önemli miktarda cevher bulunmaktadır. Bununla birlikte cevherin yüksek silis içeriği işletilmesi önündeki en önemli engel olarak görünmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdel Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, Jour. of Pet. 35,525-541.
- Akat, U., ve Çağlayan, A., 1978, Dursunbey-Orhaneli-Susurluk-Kepsut arasındaki bölgenin jeolojisi, MTA Rapor No: 6618, Ankara.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979, Menderes masifinin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu, TJK Bülteni, c. 22,175-183.
- Barberi, F., Innocenti, F., Marinelli, G. ve Mazzuoli, R., 1974, Volcanism e tektonica a placche, Esempnell arca Mediterranean; 6th Cong. S.G.L.
- Choi, J.H. ve Hariya, Y., 1992, geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro belt, Northeastern Hokkaido, Japan, Econ. Geol., Vol. 87, 1265-1274.
- Delian, F., Dasgupta, S., Bolton, B.R., Hariya, H., Momoi, H., Miura, H., Jiaju, L., ve Roy, S., 1992, Mineralogy and geochemistry of the Proterozoic Wafangzi ferromanganese deposit, China, Econ. Geol., Vol. 87, 1430-1440.
- Ercan, T., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Küçükayman, A., Can, B. ve Ekan, M., 1984, Bigadiç çevresinin (Balıkesir) jeolojisi, mağmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu, MTA Rapor No: 7600, Ankara.

- Ersoy, H., 1989, Balıkesir-Bigadiç-Mezitler-Tumanpınarı demirli manganez cevherleşmesi jeolojisi raporu, MTA Rapor No: 8716, Ankara.
- Erentöz, C, 1964, Türkiye jeolojisi haritası, MTA Matbaası, Ankara.
- Foster, M.D., 1960, Interpretation of the composition of trioctahedral micas, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 354B,49.
- Gedikoğlu, A., Van, A., Eyüboğlu, L., ve Yalçınalp, B., 1985, Doğukaradeniz cevherleşmelerine bir örnek: Ocaklı (Maçka-Trabzon) manganez zuhuru, Jeoloji Müh. Dergisi, sayı 25, 23-37.
- Gültekin, A.H., 1997, Manganez yataklarının köken tespitinde mineralojik ve kimyasal veriler. Jeoloji Mühendisliği, sayı 20, 39-46.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971, a guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth. Sci., 8, 523-548.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles, American Mineralogist, Vol. 63. No. 11-12, 1023-1052.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalt. Journal of Petrology, 1, 121-145.
- Macdonald, G.A., ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Nicholson, K., 1992, Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: Guides to Metallogenesis. Econ. Geol. Vol. 87, pp. 1253-1264.
- Ostwald, J., 1992, Genesis and petrogenesis of the Tetravalent manganese oxides of the Australian Continent. Econ. Geol. Vol. 87, 1253-1264.
- Pracejus, B., ve Bolton, B.R., 1992, Geochemistry of supergene manganese oxide deposits, Groote Eylandt, Australia. Econ. Geol. Vol. 87, 1310-1335.
- Rona, P., 1978, Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. Econ. Geol., vol. 73,135-160.
- Roy, S., 1992, Environments and processes of manganese deposition. Econ. Geol., Vol. 87, 1218-1236.
- Ruggeri, G., Lattanzi, P., Luxono, S., Dessi, R., Benvenuti, M., ve Tanelli, G., 1997, Geology, Mineralogy and Fluid Inclusion data of the Furtei High-Sulfidation Gold Deposit, Sardinia, Italy. Econ. Geol., 92,1-19.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. T.J.K. Yerbilimleri Ödel Dizisi, No: 1, Ankara.
- Tamer, Y., İşbaşıran, O., Ersoy, H., ve Yurt, Z., 1986, Balıkesir-Dursunbey-Gökçedağ-Kepsut-Havran yöresi manganez zuhurları prospeksiyonu ve jeoloji raporu. MTA rapor No: 8014, Ankara.
- Yavuz, F., 1996. Amphical: A quikbasic program for determining the amphibole name from electron microprobe analysis using the IMA rules, Computer and Geosciences, Vol. 22, no. 2,101-107.
- Yavuz, F. ve Öztaş, T., 1997, Bioterm-A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites, Computers and Geosciences, Vol. 23, no. 8, 897-907.
- Yılmaz, İ., 1980, Bigadiç yöresinin stratigrafik ve tektonik incelenmesi. Ege Bölgeleri VI. Jeoloji Kollokyumu, 26-29 Ekim 1977.
- Yılmaz, Y., 1990, Comprasion of young volcanic associations of Western and Eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, -44,69-87.

Makalenin geliş tarihi: 19.01.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 23.04.1998

Received January 19,1998

Accepted September 23,1998

TUMANPINARI (BALIKESİR-DURSUNBEY) Fe-Mn CEVHERLEŞMESİ

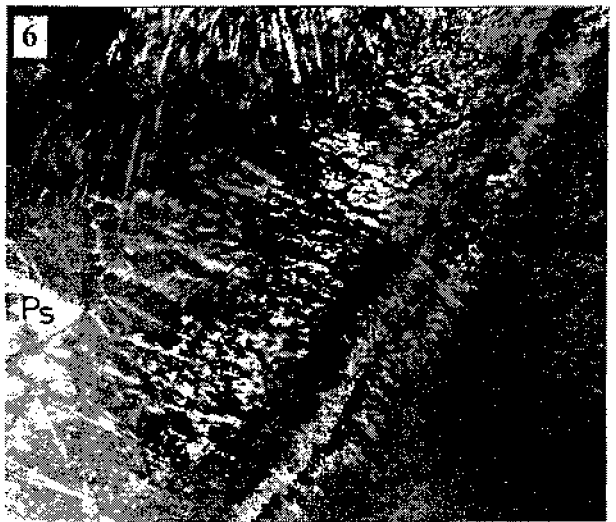
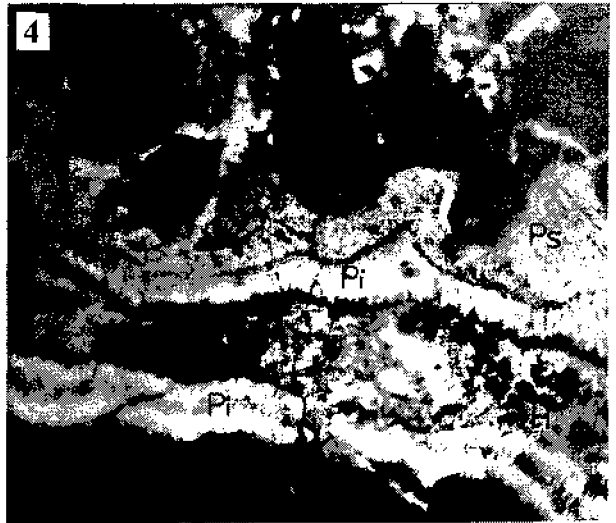
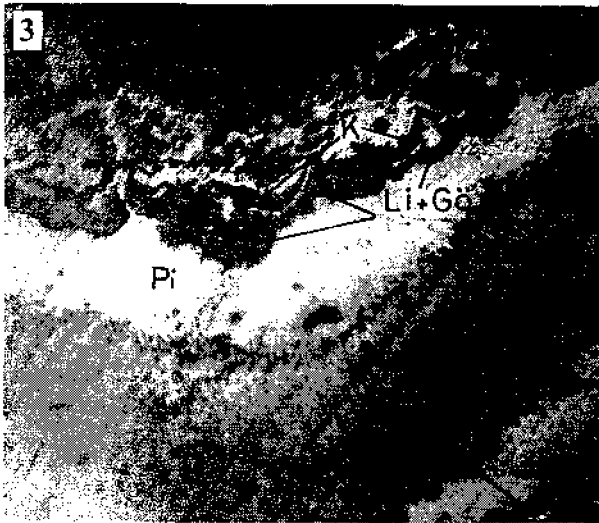
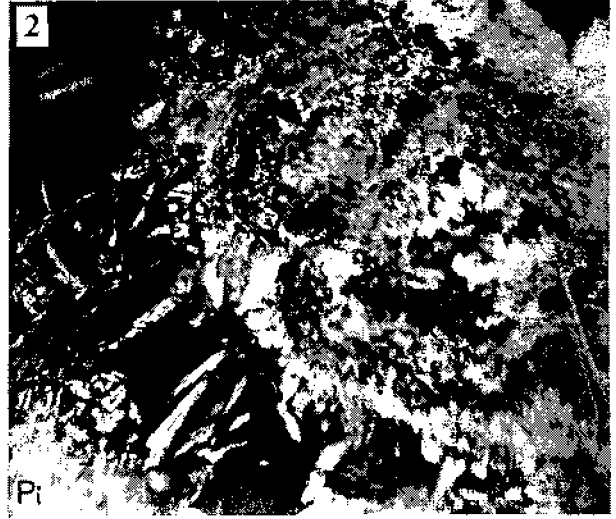
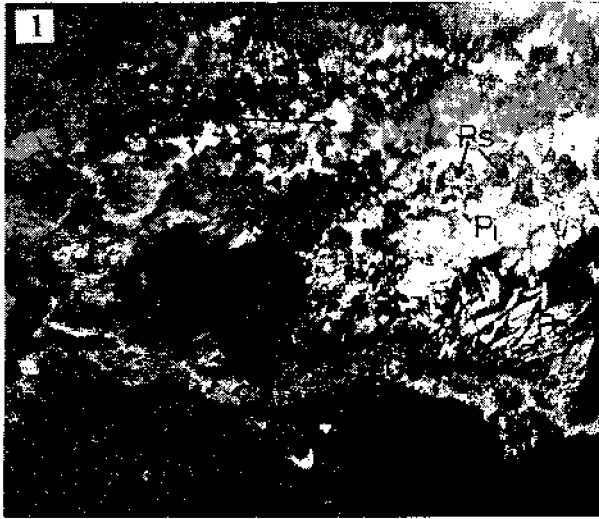
LEVHA I

1. Pirolusit+psilomelan cevheri. Pi: Pirolusit, Po: Polianit, Ps: Psilomelan, H: Hematit, Li: Limonit, Gö: Götit (Parlatılmış kesit, X 46).
2. Cevher içindeki boşluklarda gelişmiş prizmatik pirolusit+polianit kristalleri. (Simgeler l'deki gibidir. Parlatılmış kesit, X 46)
3. Kollomorf yapılı cevher kabukları içinde pirolusit ve limonit+götit bantları. (K: kil bandı. Diğer simgeler l'deki gibidir. Parlatılmış kesit, X 46)
4. Ritmik bantlı pirolusit cevheri. (Simgeler l'deki gibidir. Parlatılmış kesit, X 46).
- 5 ve 6. Kısmen kil minerallerinin yerini alarak gelişen ışınal pirolusit kristalleri. (Simgeler l'deki gibidir; Parlatılmış kesit, X90).

PLATE I

1. *Pyrolusite+psilomelane ore. Pi: Pyrolusite, Po: Polianite, Ps: Psilomelane, H: Hematite, Li: Limonite Go: Goethite (Polished section, X 46)*
2. *Prismatic pyrolusite and polianite crystals grew in cavities. (Symbols as 1. Polished section X 46).*
3. *pyrolusite and limonite+goethite bands in collomorphic ore crust. (K: Clay bands. Other symbols as 1. Polished section X 46).*
4. *Rhythmic banded pyrolusite ore. (Symbols as 1. Polished section X 46).*
- 5 and 6. *Radial pyrolusite crystals partly replaced clay minerals. (Symbols as 1. Polished section X 90).*

LEVHA I
PLATE I





Orhaniye Bölgesi (Ankara kuzeyi) Üst Kretase-Eosen istifinin kil stratigrafisi: Eski ortamsal ve iklimsel koşullara ilişkin bazı ipuçları

Clay stratigraphy of the Upper Cretaceous-Eocene sediments in the Orhaniye Region (Northern Ankara): Some implications topaleoenvironmental andpaleoclimatic conditions

Faruk OCAKOĞLU MTA Genel Müdürlüğü, 06520, Ankara

Öz

Ankara'nın 25 km kadar KB'sında yeralan Orhaniye yöresinde yüzeyleyen Üst Kretase-Alt Tersiyer istifindeki Mİ mineralleri belirlenmiş, bunların yanal ve düşey dağılımlarını denetleyen etmenler tartışılmıştır.

İncelenen istifin en alt bölümünü oluşturan Üst Kretase fliš istifi, detritik kökenli illit, smektit ve klorit yanında, olasılıkla Mg^{+2} ca zengin diyajenetik sıvıların smektit agradasyonu ile oluşan korenziti içerir. Üste doğru ortaya çıkan kaba taneli Üst Kretase fan delta çökelleri ile Paleosen yakınsak alüvyal yelpaze çökelleri tipik olarak kaolinit ve illiten oluşan bir kil minerali birliğine sahiptirler. Yerel kaynak alanların bileşimine göre bu birliğe detritik kökenli kloritin de katıldığı gözlenmiştir. Daha üste doğru geçilen Paleosen yaşlı gölsel çökeller ve bunlarla yanal geçişli akarsu tortulları baskın olarak smektiti, bolluğu yer yer % 50'ye ulaşan illiti ve az miktarda zeolit minerallerini (analsim ve klinoptilolit) içermektedir. İncelenen istifin en üst kesimini oluşturan Eosen yaşlı sığ denizel kireçtaşı-marn ardalanmasının kil minerali birliği, büyük ölçüde smektit ile az oranda (%5) olasılıkla detritik kökenli illiten oluşmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Kil stratigrafisi, Paleo-iklimsel koşullar, Üst Kretase-Alt Tersiyer istifi.

Abstract

Clay minerals of Upper Cretaceous-Lower Tertiary sediments were determined and the factors governing their vertical and lateral distributions were discussed in the Orhaniye region, 25 km NW of Ankara.

Examinations uncovered the close relationship between the clay stratigraphy and the depositional environments in the basin. Upper Cretaceous flysch sequence, which also constitutes the lowermost part of the studied section, consists of detrital Mite, smectite, chlorite, as well as corrensite occurred perhaps due to aggradation of smectites by means of Mg^{+2} rich solutions during diagenesis.

Upper Cretaceous fan delta deposits and Paleocene proximal alluvial fan fades, appeared upwards, typically include a clay mineral association consisting of kaolinite and Mite. Chlorite of detrital origin may well be joint in the association due to distinct local sources. More upward, in the lacustrine fines and their lateral fluvial correlatives, dominant smectite, Mite as abundant as 50% and some zeolite minerals of trace amount were detected. The uppermost part of the studied sediments, Eocene-aged shallow marine limestone-marl alternation includes mostly smectite and small amounts (5%) of detrital Mite.

Key words: Clay stratigraphy, Paleoclimatic conditions, Upper Cretaceous-Lower Tertiary sediments.

GİRİŞ

Kil mineralleri, değişik türden sedimanter istiflerin miktarca önemli bileşenlerinden birini oluştururlar. Yaşlı kayalardan erozyonla doğrudan çökel havzalarına aktarılabilirler gibi, kaynak alandaki ya da havza kenarlarındaki toprak profillerinde degradasyonla oluşarak buradan havzaya taşınmaları veya doğrudan havzada çökelme sonrasında/diyajenez sürecinde oluşmaları mümkündür.

Karmaşık kimyasal yapıları ve kil aileleri arasında

sıkça rastlanan geçişlere karşın, özellikle iklimsel koşullardan ve çökelme ortamının fizikokimyasal özelliklerinden kolayca etkilenecek oluşup/dönüşebilmeleri nedeniyle kil mineralleri stratigrafik çalışmaların önemli bir parçasını oluşturmaktadır. Özellikle makroskopik/mikroskopik incelemelerle kaynak alanın tahmin edilemediği ince taneli istiflerde, kil mineralleri, ucuz ve hızlı bir araç olarak stratigrafik çalışmalara katkıda bulunmaktadır. Güncel sedimanlar içinde bulunan kil minerallerinin iklim kuşaklarına göre anlamlı ve tutarlı yayılımı paleotektonik çalışmalar açısından ümit vericidir

(Windon, 1976; Zimmerman, 1977). Bu çerçevede yaşlı istiflerden elde edilen kil stratigrafilerinin iklim, tektonik etkinlik ve ortamın fizikokimyası bağlamında başarılı paleoortamsal değerlendirme örnekleri bulunmaktadır (Bayhan ve Ataman, 1982; Robert, 1987).

Bu çalışmada Orhaniye yöresindeki Üst Kretase-Eosen sedimanter kaydıdan elde edilen kil stratigrafisinin anlamı tartışılmıştır (Şekil 1). Genel olarak kil stratigrafisinin eski çökeltme ortamlarına oldukça paralellik gösterdiği gözlenmiştir, bu paralellikten sapan noktaların, çökeltme ortamının iç dinamiği, iklim ve kaynak alan bileşimindeki değişimlerle açıklanabileceği anlaşılmıştır.

İNCELEME ALANINDAKİ TORTUL İSTİFLER

Orhaniye bölgesi, Geç Kretase öncesi bir temel üzerine oturan Kampaniyen-Pliyosen aralığında çökelmiş, yer yer uyumsuzlukları içeren 1800 m kalınlığında sedimanı içerir. Bölgedeki sedimanter istifin temelini, Triyas yaşlı epimetamorfik kayalar, bunları açıl uyumsuz olarak üzerleyen Jura yaşlı karbonat kayaları ve yöreye Kampaniyen öncesi yerleşmiş ofiyolitli melanj oluşturur (Şekil 2). Bu temel kayaları Ankara'nın güneyi ve doğusunda da geniş yayılım gösterirler (Şekil 1).

İncelenen istifin en yaşlı kayalarını, Kampaniyen-Mestrihtiyen'de, ofiyolitli melanjın bölgeye yerleşiminin henüz tamamlandığı bir derin deniz ortamında çökelmiş bir fliš istif oluşturur. Alt düzeyleri olistostromal özellik gösteren bu istif, üstte doğru az miktarda çakıltı aratabakaları içeren bir çamurtaşı-kumtaşı araldanmasına, daha üstte doğru ise kaba kırıntılı bol miktarda içeren fan delta çökellerine geçiş gösterir. Birimin en üst denizel düzeyleri nannoplankton verilerine göre Geç Mestrihtiyen yaşındadır (Sağular, 1986). İstifin değişik düzeylerinde, yerleşimi olasılıkla Paleosen'in hemen öncesinde gerçekleşmiş 100'lerce metre boyutunda asidik bileşimli subvolkanik sil ve dayklar ile lahar seviyeleri gözlenir.

Paleosen çökelleri genellikle küçük bir açıl uyumsuzlukla Üst Kretase flišini üzerler. Fliš üzerindeki kazınma (uyumsuzluk yüzeyi), alanın orta ve doğu kesimlerinde neredeyse temel kayalarına kadar ulaşır. Ayrıntılı ortamsal çözümlemeleri başka yerde verilmiş olan Paleosen yaşlı bu istif (Kazancı ve Gökten, 1988; Ocakoğlu, 1991), ortamsal açıdan alttan üste, yakınsak Örgülü akarsu çökellerinden gölsel çökellere dereceli geçiş gösterir. Yanal yönde ise yakınsak örgülü akarsu ile iraksak akarsu ve gölsel çökellerin karmaşık yan geçişleri bulunur (Şekil 3). Paleokıntı verileri bu sistemin güney-güneydoğu'da yer alan yakın bir kaynaktan bes-

lendiğine işaret etmektedir (Ocakoğlu, 1991).

Eosen istifi, denizel fosilleri bolca içeren kireçtaşı ve marın araldanmasından oluşur. Alanın güneydoğusu ile doğusunda birimin doğrudan Kretase fliši üzerine uyumsuz olarak geldiği gözlenir (Şekil 2). Güneye doğru ortaya çıkan bu aşma, Paleosen'de güney alanlarda saptanan yüksek alanların varlığının Eosen'de de sürdürdüğüne işaret etmektedir.

Akarsu-göl çökellerinden oluşan Oligosen-Miyosen istifi (alt kesimleri olasılıkla Üst Eosen'i de içermektedir) uyumlu olarak sığ denizel Lütésiyan istifi üzerler. Olasılıkla Miyosen sonunda ortaya çıkan güçlü bir sıkışma rejimi, bölgesel ölçekli uyumsuzluk yüzeylerini oluşturmuş: Pliyosen yaşlı çakıllı kumlu depolar özellikle inceleme alanının kuzeybatı kesiminde uyumsuz olarak yaşlı kayaları örtmüştür.

KİL STRATİGRAFİSİ

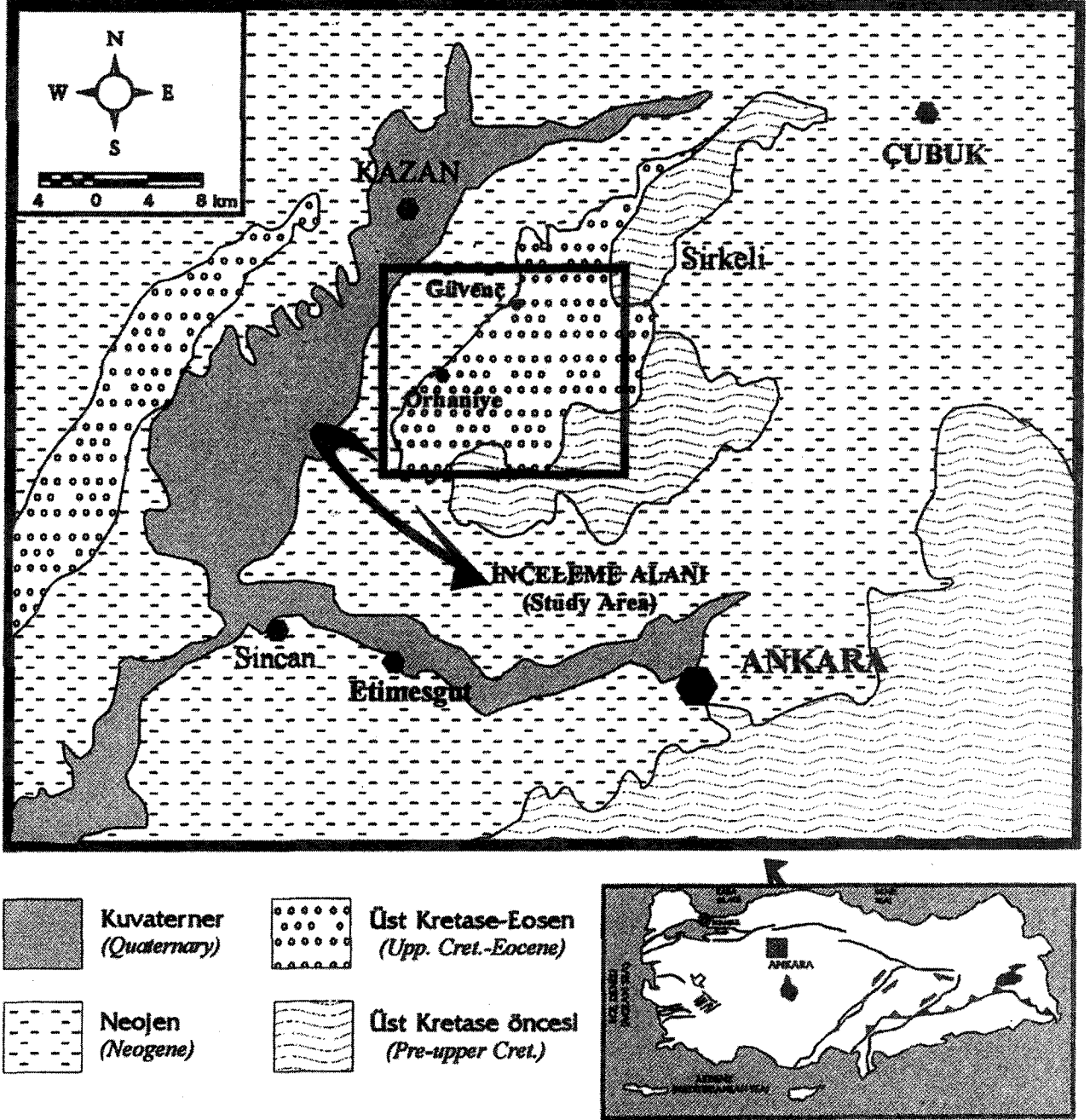
Çökeltme ortamları yukarıda kısaca özetlenen birimlerden Üst Kretase fliši ve fan delta çökelleri, Paleosen karasal/gölsel tortulları ile Eosen sığ deniz çökellerinin ayrıntılı kil stratigrafileri belirlenmiştir. Kesitler boyunca çökeltme ortamlarının değişimi ve kil türlerinin belirlenmesi için alınan örneklerin yerleri Şekil 3'te gösterilmiştir.

İnceleme alanında kalınlığı yer yer 900 m'ye ulaşan Üst Kretase flišinin en üst 100 m'lik bölümü 8 düzeyden örneklenmiştir (Şekil 3, Orhaniye kesiti). Ayrıca, Gökdere ve Lülük tepe kesitlerinin tabanından da fliše ait 2 örnek alınmıştır. Karmaşık ortamsal/litolojik yan geçiş ilişkilerinin gözlemlendiği Paleosen istifi 5 kesit boyunca yoğun olarak örneklenmiştir. Tekdüze bir litolojik araldanmanın gözlemlendiği Eosen istifi Orhaniye kesitinin en üst düzeyleri boyunca 8 örnek ile temsil edilmiştir. Ayrıca Güvenç ve Gökdere kesitlerinde, Eosen istifinin en alt düzeylerinden birer örnek alınmıştır.

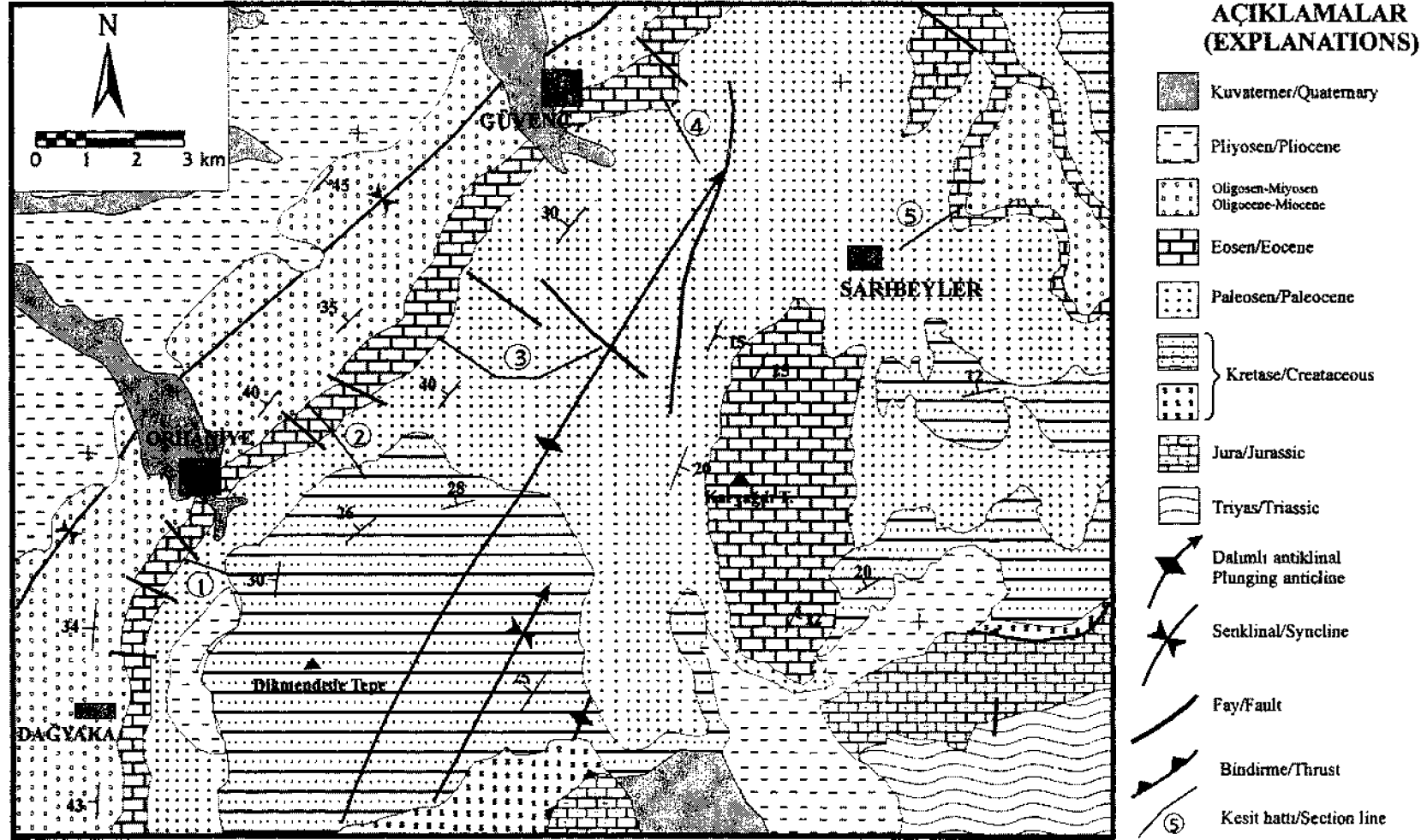
Yöntem

Toplanan örnekler, sertliklerine göre diskli öğütücünden geçirilerek dağıtılmış, ardından karbonat ve sülfat bağlayıcının uzaklaştırılması için % 10'lük HCl asit ile muamele edilmiştir (yöntemin ayrıntısı Gündoğdu ve Yılmaz (1984) ve Gündoğdu (1982)'de verilmiştir). Örnek doğal çökmeye bırakılmadan önce killerin flokülasyonunu önlemek amacıyla saf su ile yıkanarak yüksek hızlı bir santrifüjlemeden geçirilmiştir. Ardından, doğal çökmeye bırakılan malzemeden, Stokes yasasına göre 2 mikrondan küçük partiküller sifonlanarak ayrılmış, yüksek hızlı santrifüjleme ile çöktürülerek difraktometre öl-

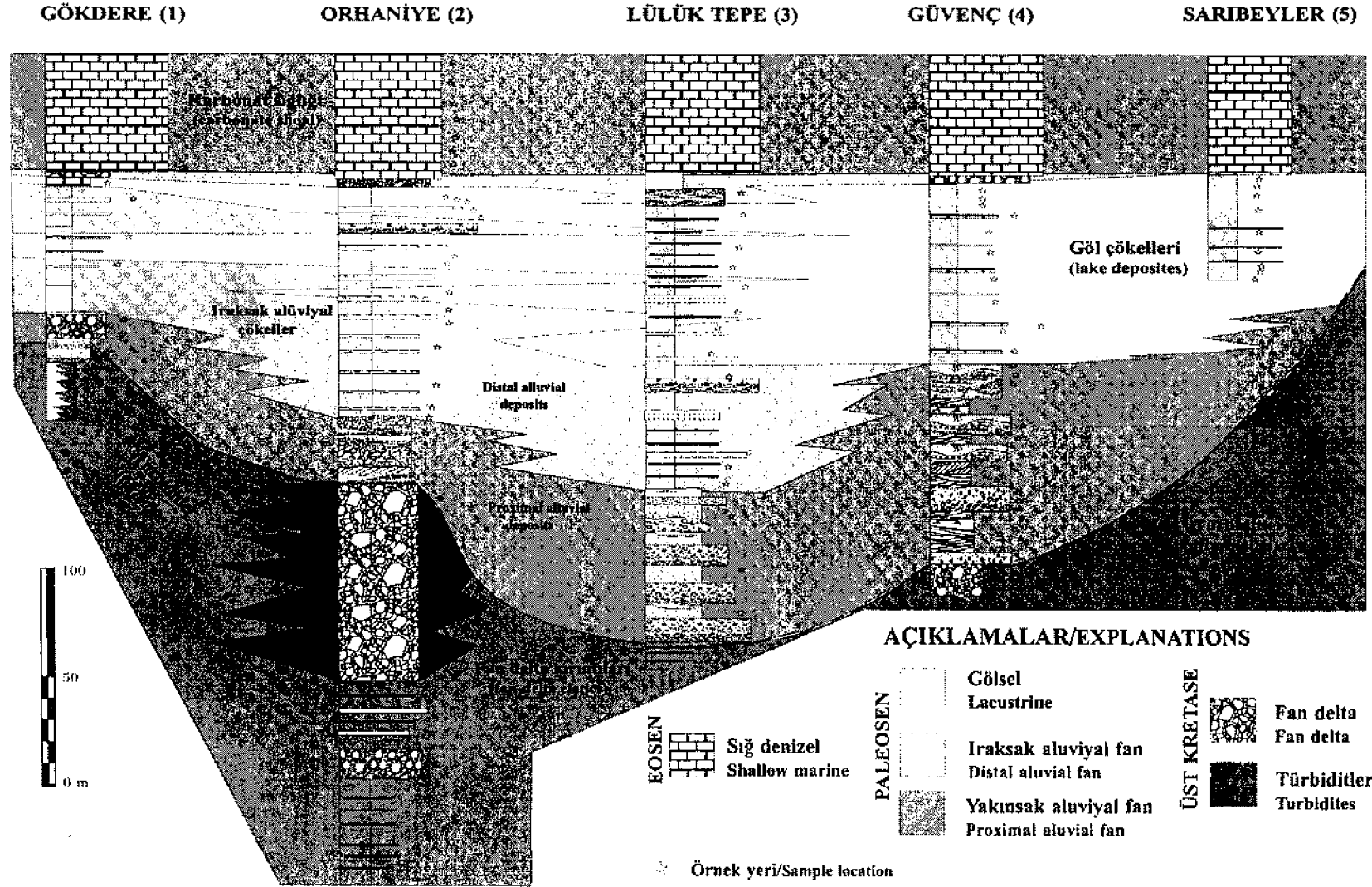
ORHANIYE BÖLGESİ (ANKARA KUZEYİ) STRATİGRAFİSİ



Şekil 1. İnceleme alanı ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından alınmıştır).
Figure 1. Simplified geological map of the study area and its vicinity (after Geological Map of Turkey of 1/500 000 scale).



Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.
Figure 2. Simplified geological map of the study area.



Şekil 3. KD-GB doğrultulu havza kesitinde çökeltme ortamlarının dikey dağılımı.
Figure 3. Distribution of depositional environments through a NE-SW basin section.

çümüne hazır hale getirilmiştir. Difraktometre ölçümleri, aşağıda özellikleri verilen Philips marka difraktometre ile, her örnek için, normal, etilen glikollü ve ısıtılmış olarak üç kez yapılmıştır.

Tüp	: Bakır
Filtre	: Nikel
Akım ve Gerilim	: 18 mA, 40 KV
Duyarlılık	: 4.10^2 cps/sn
Kağıt Hızı	: 2.5 cm/dk
Goniometre Hızı	: 2 °/dk

Her örnekte, kil minerallerinin bollukları, glikollenmiş örneklerin difraktogramları üzerinde yan kantitatif olarak, ilgili minerallerin 001 pik yüksekliklerinin oranlanmasıyla belirlenmiştir.

Bulgular

Üst Kretase fliši illit, klorit, smektit ve yer yer korenzitten oluşan bir kil minerali birliği ile temsil olunmuştur. Orhaniye kesitinin tabanını oluşturan 100 m'lik bölümde illit ve klorit % 20-30, smektit+korenzite ise % 40-50 oranındadır. Kesitin üst kesimlerine doğru korenzitin (düzenli klorit-smektit interstratifikasyonu) smektit aleyhine yeniden ortaya çıktığı gözlenmiştir (Şekil 4). Birim içindeki smektitler saponitik (Mg-smektit) karakterde, illitler yüksek kristaliniteye ($L=3-4$) sahiptir. Diğer yandan, Lülük Tepe ve Gökdere kesitlerinin tabanlarından alınan bu birime ait birer örnek, üstte özetlenen ana kesittekiyle hemen hemen aynı oranlarda illit, klorit ve smektit içermektedir.

Üst Kretase fan delta çökelleri, kaolinit (% 50-70) ve illitten (% 20-30) oluşan bir kil minerali birliğini içerir. İstifin alt kesimlerinde az miktarda smektit (en çok % 20-30) de birliğe katılır (Şekil 4). İllitlerin kristalinite indeksleri türbiditik kesimdekilere benzer şekilde 3-4 arasında yer alır.

Paleosen yaşlı karasal-gölsel çökeller, yanal ve düşey yönde farklı kil minerali birliklerinden oluşmuştur (Şekil 4). Bu çökellerin en yaşlı kesimini oluşturan Lülük Tepe civarındaki kırmızı kırıntılar (0-80 m) içinde kil minerali olarak illit, smektit ve klorit bulunur. Bu bileşimin Üst Kretase flišinininkine oldukça paralel olması dikkat çekicidir. İstifin KD'ye doğru geçiş gösterdiği çakıllı-kumlu pakette ise kloritin tamamen kaybolduğu, yerine baskın olarak kaolinitin ortaya çıktığı gözlenmektedir. Yeşil renkli killerden ibaret yalnız bir düzeyde % 40 oranında smektitin ortaya çıktığı gözlenmiştir. Paketin üst düzeylerinin B-GB'ya doğru geçiş gösterdiği genel olarak kaba tanelilerden oluşan çökellerin kil

minerali birliği de Güvenç kesitine benzer olarak kaolinit ve illitten ibarettir. Bu kesimdeki bir düzeyde (Orhaniye kesitinde yakınsak alüviyal yelpaze tortullarının en üst düzeyi; Şekil 3) kaolinitin kayaçtaki tek kil minerali olduğunu göstermiştir. Aynı örnek üzerindeki ince kesit gözlemleri, kahverengi bir demiroksitli kil bağlayıcı içinde, yalnızca kuvarsit ve monokuvarların bulunduğunu, bunlardan bazılarının kenarlarından itibaren çözünmeye uğradığını ortaya koymuştur.

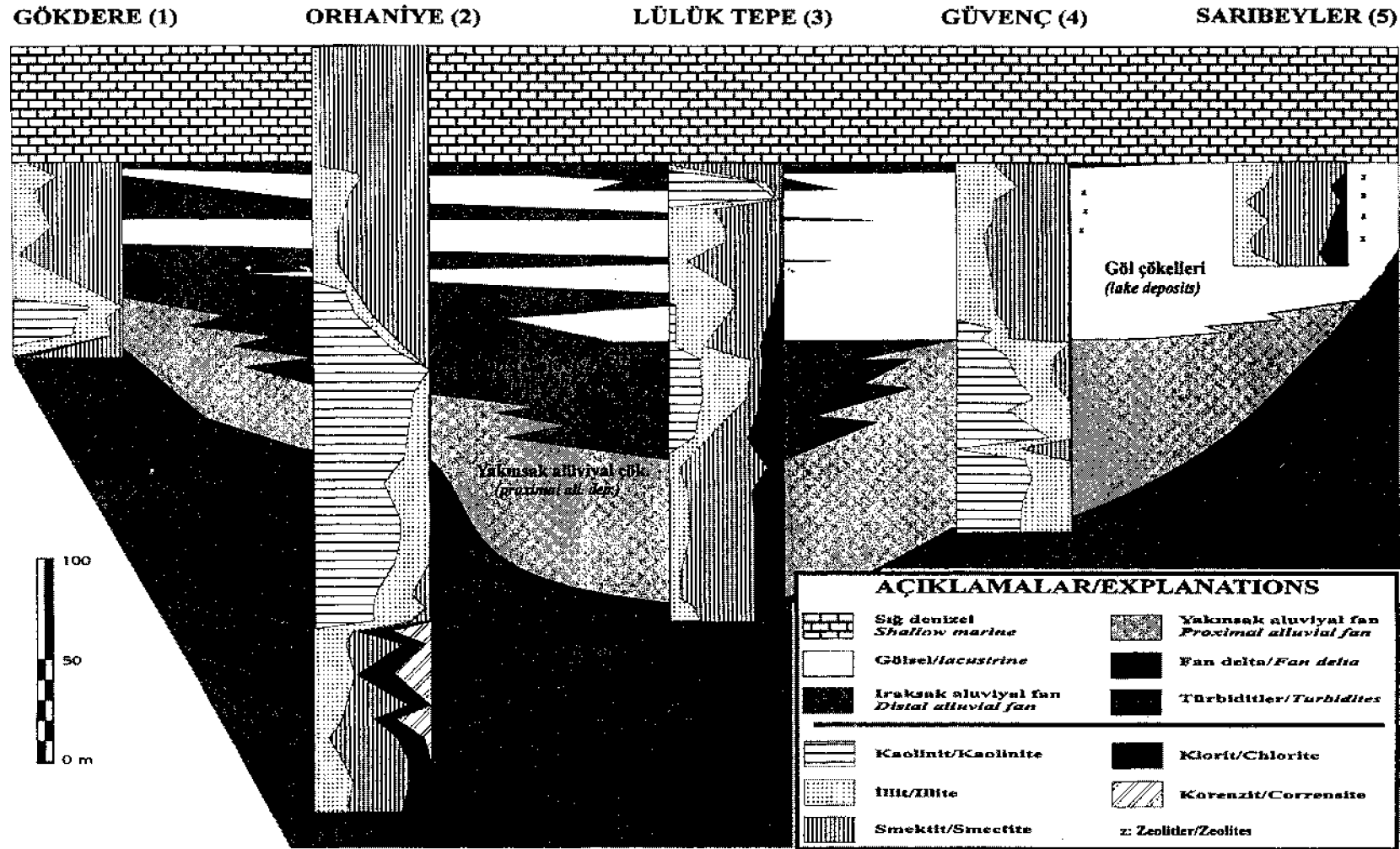
Paleosen yaşlı çökellerin üst bölümü alanın çoğu yerinde, genel olarak ince taneli fasiyelerle karbonat kayalarından oluşur. Bu bölüm, baskın olarak simektit (yer yer % 75) ile daha az olarak illitten oluşan bir kil minerali birliğine sahiptir. Güvenç ve Sarıbeyler kesitlerinde pek çok düzeyde analsimoidler de (analsim ve klinopitilolit) kil minerali birliğine katılır. Ek olarak, inceleme alanı ortasındaki Lülük Tepe kesitinin en üst seviyelerinde yer yer % 90 bolluğa ulaşan kaolinit gözlenmiştir. Alanın KD'sunda yer alan Sarıbeyler kesitinde aynı stratigrafik kayıt az çok sabit oranlarda smektit ve illitle birlikte % 20 dolayında kloriti içermektedir.

Eosen yaşlı sığ denizel kireçtaşları, yalnızca smektit ve illiti sırasıyla % 95 ve % 5 oranlarında içerirler. Bu kil minerallerinin bollukları dikey yönde bütün kesit boyunca sabit kalmıştır. İnce kesit gözlemleri, kireçtaşı içinde yer alan az miktardaki terrijenik ince kum boyu malzemenin muskovit ve muskovitli şistlerden oluştuğunu göstermektedir. Ek olarak gözenekler içinde gelişmiş mikrokristalin kuvars (çört) yumrularının yaygın olduğu izlenmiştir.

TARTIŞMA

Bu bölümde inceleme alanında gözlenen bazı kil minerallerinin kökenleri ile bunların dağılımını belirleyen olası etmenler tartışılacaktır.

İllit, türbiditlerden karasala kadar değişen geniş bir ortamsal yelpazede çökelmiş olan Üst Kretase-Eosen istifinden alınan her örnekte gözlenen detritik kökenli bir kil mineralidir. İnce kesit gözlemleri muskovitler ile muskovit şistlerin istifteki kumtaşlarının yaygın bileşenlerinden olduğunu ortaya koymaktadır. Kristalinite indeksleri, incelenen illitlerin genellikle anşizon-epizone gömülme kuşağına ait olduklarını göstermektedir (Ocakoğlu, 1991). Ek olarak, illit kristalinite indeksinin genel bir eğilim olarak türbidit istifinden (Üst Kretase) karasal Paleosen istifinin üst kesimlerine doğru giderek azalması, daha uzak mesafelere taşınma ve/veya daha uzun yüzeylenmenin dolaylı kanıtı olarak değerlendirilebilir. Ankara civarında Üst Kretase-Tersiyeer havzala-



Şekil 4. Orhaniye bölgesinde KD-GB doğrultulu kesit boyunca kil minerallerinin düşey dağılımı.

Figure 4. Vertical clay minerals distributions through a NE-SW section in the Orhaniye region.

rının temel kayaçlarından biri olan Triyas yaşlı epimetamorfik Dikmen Grovıkları inceleme alanında gözlenen iliklerin asıl kaynağı olmalıdır. Bay han ve Ataman (1982)'in verilerine göre illit; Haymana, Tuz Gölü ve Çankırı Havzaları'nın da sürekli kil bileşenlerinden birini oluşturmaktadır.

Klorit, inceleme alanında gözlenen detritik kökenli bir diğer kil mineralidir ve illit ile birlikte kaynak bölgedeki zayıf bozunma şiddetinin varlığına işaret eder. Mestrihtiyen yaşlı fliš sedimanlarında hep bulunan kloritlerin üste doğru ortaya çıkan fan delta çökellerinde, karasal sedimanlarda (alanın orta kesimindeki Lülük Tepe kesiti dışında) ve sığ denizel kireçtaşlarında gözükmemesi dikkat çekicidir. Bu durum, kanımızca, Mestrihtiyen sonlarında istifin sıklaşmasıyla birlikte kloritlerin alterasyonuna (çökmesine) yol açan topoğrafik ve iklimsel koşulların kurulduğuna ve bunun Eosen sonuna kadar sürdüğüne işaret etmektedir. Kloritlerin çökmesine yolaçan bu koşullar giderek düzleşen topografya ve/veya kloritlerin hidrolizine yol açacak daha ılıman ve nemli bir iklim olabilir (Singer, 1984). İlıman iklim kuşaklarında hidrolizin yaygın bir süreç olduğu, sonuçta, ileri aşamada, kloritlerden itibaren degrade smektitlerin oluşabileceği Chamley (1989) tarafından ileri sürülmüştür. Gerçekten, kloritin gözlenmediği Paleosen-Eosen istifinde simektitin Kretase istifine göre oransal bolluğu Chamley (1989)'in ileri sürdüğü türden bir degradasyonun varlığının kanıtı olabilir.

Diğer yandan, Lülük Tepe civarındaki karasal Paleosen istifinin büyük bölümünde, bolluğu yukarı doğru giderek azalan kloritlerin varlığı paleotopoğrafyaya ilişkin zengin ipuçları vermektedir. Kanımızca, bu kesimdeki kloritler, tamamen Üst Kretase fliši kloritlerinin yeniden çevrimlenmesinden gelmektedir. Ofiyolitik kayaçlarla ilgili kloritler paleotopoğrafik/paleoiklimsel koşullar yüzünden (genellikle hidroliz sürecinde) çökerken veya simektite dönüşürken, bu kloritlerin çökmeden Paleosen tortullarına katılması; 1- Kaynak alan olan fliš çökellerinin oldukça yakınlarda yer aldığı 2- Fliši kazıyan drenaj alanının yalnızca inceleme alanı ortasında Lülük Tepe civarına açıldığını 3- Fliši yalayan drenaj alanının, akarsuların geriye aşındırması sonucu giderek temel kayaçlarına doğru kaydığını ve böylece taşınma mesafesinin arttığını göstermektedir. Bu sonucu ara sonuç, stratigrafik olarak yukarı doğru iliklerin daha açık hale gelme eğilimine uymaktadır.

Kaolinit, fan delta çökelleriyle yakınsak alüvyal çökellerde yaygın olarak gözlenen bir neoforme kil mineralidir. Smektit ile ters orantılı bir bolluk dağılımına sahiptir. Paleosen istifinin alkalın koşulları yansıtan görsel

çökelleri ve bunlarla yanal geçişli iraksak akarsu tortullarında kaolinitin bulunmaması, oluşum için iyi yıkanmanın gerekliliğine ve oluşumun çökel sırasında/sonrasında gerçekleştiğine işaret etmektedir. Lülük Tepe civarında Paleosen istifinin alt düzeylerinde hiç kaolinitin bulunmaması ayrı bir tartışma konusudur. Daha şaşırtıcı olanı, bu düzeylerin, (eski akarsuların iraksak kesimlerinde) KKD'ya doğru Güvenç kesitinin alt düzeylerindeki bol kaolinit içeren çökellere geçiş göstermesidir. Arazi gözlemleri, kaolinit içermeyen Lülük Tepe çökellerinin çakıllarla başlayan ve yukarı doğru kalıçılı, ince taneli kumtaşı ve silttaşına geçen bir kaç metre kalınlığında akarsu çevrimlerinden oluştuğunu göstermektedir (Ocakoglu, 1991). Kalıçilerin varlığı, ılıman-sıcak ve yarı kurak eski iklimsel koşulların yanı sıra, yeraltı suyu düzeyinin yüksek ve stabil olduğunu göstermektedir. Kalıçilerin hidroliz ve alkalınoliz (bazik koşullar) süreçlerinin bileşik etkisiyle oluştuğu ve Mg'lu kesimlerin oluşumuyla yakından ilgisi ileri sürülmüştür (Chamley, 1989). Ortamın bazik koşullar ve sınırlı yıkanma nedeniyle kaolinitin bu koşullarda oluşmadığı ileri sürülebilir.

Korenzit, düzenli smektit-klorit interstratifyesi, Üst Kretase istifinin fliš bölümünün bir kısmında bulunmuş ve simektit aleyhine ortaya çıktığı belirlenmiştir. Bu durum korenzitin, simektitin ortamdaki Mg'ca zengin çözeltilerle agradasyonu sonucunda oluştuğu şeklinde yorumlanabilir. Bu yol, Dunoyer de Segonzac (1970) ve Desprairies (1977) tarafından korenzit oluşumunun olası mekanizmalarından biri olarak önerilmiştir. Bay han (1987), Ankara civarındaki Üst Kretase-Tersiyer havzalarında varlığı saptanan korenzitlerin de bu yolla oluştuğunu ileri sürmüştür.

Bu noktada, kloritin çökmesine neden olan Erken Tersiyer koşullarının bölgesel olup olmadığı tartışılmalıdır. Ankara çevresinde Bayhan ve Ataman (1982)'in yaptıkları kil stratigrafisi çalışmaları, inceleme alanından farklı olarak Çankırı, Tuz Gölü ve Haymana Havzalarının Üst Kretase-Alt Tersiyer çökellerinin hidrolize açık kil mineralleri (klorit ve daha az olarak illit) açısından belirgin bir dikey eğilim göstermediğini ortaya koymaktadır. Örneğin, Orhaniye bölgesi istifine oldukça benzerlik gösteren Haymana Havzası-Polatlı yöresinde Paleosen yaşlı karasal Kartal Formasyonunda sıklıkla orta bollukta taşınmış klorit ve korenzit bulunmaktadır. Benzer şekilde, karbonat kayaçlarından oluşan Eosen yaşlı Çayraz Formasyonu da farklı düzeylerinde taşınmış kloriti ve 14_s-14_c düzensiz interstratifyesini içermektedir. Bu veriler, kil stratigrafisinin genel olarak kaynak bölgenin bileşimi, topoğrafik sarplık ve belki de daha az olarak iklimsel koşullarla belirlendiğine işaret edebilir.

ORHANIYE BÖLGESİ (ANKARA KUZEYİ) STRATİGRAFİSİ

SONUÇLAR

Orhaniye bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer birimlerinin kil stratigrafisi belirlenmiş, kil minerallerinin kökeni ve ayrıca dağılımını belirleyen etmenler tartışılmıştır. Çalışmadan elde edilen ana sonuçlar şunlardır:

1. Çökeltme ortamlarıyla kil minerali birlikleri/bollukları arasında yakın bir ilişki bulunmaktadır. Örneğin, yakınsak alüviyal çökeller kaolinit ve illitle, gölsel/kıyı düzlüğü çökelleri simektit ve daha az olarak illitle, sığ denizel karbonat kayaları simektit ve çok az miktarda illitle temsil olunmaktadır. Her bir çökeltme ortamına farklı bir kil minerali birliğinin karşılık gelmesi çökeltme ortamlarının farklı fizikokimyasal doğalarına sahip olmalarının bir yansıması olmalıdır.
2. Üst Kretase istifinin fan delta bölümü ile Alt Tersiyer istifinin tamamında, Üst Kretase istifinin fliš bölümünden farklı olarak, uzak kaynak alanlardan gelen kloritlerin bulunmaması (olasılıkla yoğun hidroliz sonucu ortadan kalkması), bu dönem boyunca topografyanın daha düz ve iklimin daha yağışlı ve sıcak olduğuna işaret sayılabilir.
3. Ankara civarındaki farklı Üst Kretase-Alt Tersiyer istiflerinde gözlenen kil stratigrafilerinin hidrolize eğilimli kil minerallerinin (klorit ve illit) dikey dağılımı açısından tutarlılık göstermemesi, kil dağılımının allosiklik bir mekanizmadan (iklim) çok otosiklik mekanizmalarla (topografik engebe, farklı provönans vb.) belirlendiğini düşündürmektedir.

TEŞEKKÜR

Yazar, makalenin son şeklini almasında bilimsel eleştirileriyle katkıda bulunan Prof. Dr. Nizamettin Kazancı (A.Ü.) ve Prof. Dr. Cengiz Yetiş (Ç.Ü.)'e teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Bayhan, E. ve Ataman G., 1982, Ankara virgasyonun Üst Kretase-Alt Tersiyer flišinin sedimantolojik özellikleri ve kil mineralojisi. *Yerbilimleri*, 9,57-72.

Bayhan, E., 1987, Geochemical investigation of clay fraction

of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary flysch deposits in the vicinity of Ankara. *Yerbilimleri*, 14,191-198.

Chamley, H., 1989, *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 623 s.

Desprairies, A., 1977, Etude sédimentologique de formation à caractere flysch et molasse (Macadonie et Epire-Grece). Ph. D. Thèse, Orsay, 295 s.

Dunoyer de Segonzac, G., 1970, The transformation of clay minerals during diagenesis and lowgrade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15, 281-346.

Gündoğdu, N., 1982, Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelemesi. Doktora tezi, H.Ü. Mühendislik Fakültesi, Beytepe, Ankara. 368 s.

Gündoğdu, N. ve Yılmaz, O., 1984, Kil mineralojisi yöntemleri. 1. Ulusal Kil Simpozyumu, 319-330.

Kazancı, N. ve Gökten, E., 1988, Ankara kuzeyi Paleosen örgülü akarsu tortullarında çevrimsel depolanma ve lifofasiyes değişimleri. *TJK Bülteni*, 31, 81-86.

Ocakoğlu, F., 1991, Stratigraphie et sedimentologie de depot continentaux d'age Paleocene-Eocene inferieure de la region d'Orhaniye-Güvenç (MNW d'Ankara). These de master, Université Hacettepe, Institut des Sciences Fondamentales, 149 p.

Robert, C., 1987, Clay mineral associations and structural evolution of the South Atlantic: Jurassic to Eocene. *Paleogeography Paleoclimatology Paleocology*, 58, 87-108.

Sağular, E.K., 1986, Orhaniye (KB Ankara) yöresinin nannoplanktonlarla Kretase biyostratigrafisi. Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 70 s.

Singer, A., 1984, The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-a riview. *Earth-Science Reviews*, 21,251-293.

Windon, H.L., 1976, Lithogenous material in marine sediments. In: Riley J.P., Chester R., eds., *Chemical oceanography*, Academic Press, New York, London, 5, 103-135.

Zimmermann, H.B., 1977, Clay mineral stratigraphy and distribution in the South Atlantic Ocean. In: P.R. Supko, K. PerchNielsen et al., *Initial Reports DSDP*, 39. U.S. Gov. Print. Off. Washington, DC, 395-405.

Makalenin geliş tarihi: 19.07.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 25.04.1998

Received July 19, 1997

Accepted April 25, 1998



Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında neotektonik aktivitesi

Neotectonic activity of Eskişehir fault zone between İnönü and Sultandere

Erhan ALTUNEL

Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 26480, Eskişehir

Aykut BARKA

İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80626, Maslak-İstanbul

Öz

Genel doğrultusu BKB-DGD olan ve batıda Uludağ ile doğuda Kaymaz arasında uzanan Eskişehir fay zone Ege-Batı Anadolu bloğunu kuzeydoğuda Orta Anadolu bloğundan ayıran sağ yönlü doğrultu atımlı normal bileşenli bir fay zonudur. Bu fay zone, Eskişehir bölgesinde doğrultusu D-B ile KB-GD arasında değişen fay segmentleri ile temsil edilir. Pleyistosen ve Holosen birimlerinde görülen depolanma sırasına ve sonrasına ait faylar, Eskişehir fay zonunun en az Pleyistosen'den bu yana aktif olduğunu göstermektedir. Eskişehir fay zone üzerinde ve yakın çevresinde 20. yy'da magnitudü 4 ve üzerinde (M 4) en az 14 adet deprem meydana gelmiştir ve 20 Şubat 1956 Eskişehir depremi (M=6.4) bu yüzyılda meydana gelen en büyük depremdir. 1956 Eskişehir depreminin hasar dağılımına bakıldığında muhtemelen Oklupal-Turgutlar arasında uzanan yaklaşık 10 km uzunluğundaki BKB-DGD doğrultulu segment üzerinde meydana geldiği anlaşılmaktadır. Tarihsel deprem kataloglarında ve Eskişehir'in tarihi ile ilgili literatürlerde 20. yy'dan önceki dönemlere ait önemli deprem kaydı yoktur. Ancak, Pleyistosen birimleri içinde görülen çamurtaşı daykları ve fay yüzeyleri önünde Holosen birimlerinin kesintiye uğraması, Eskişehir fay zoneunu oluşturan segmentlerin bu bölgede aktif olduklarını ve son 10 000 yılda birkaç defa magnitudü 6'nın üzerinde deprem oluşturdıklarını göstermektedir. 1956 depremi fay düzlemi çözümü ve arazi gözlemleri, İnönü ve Eskişehir havzalarının oluşmasında önemli rol oynayan Eskişehir fay zonunun transtansiyonal fay zone olduğunu göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Aktif fay segmenti, Deprem, Eskişehir fay zoneu, Transtansiyonal fay zoneu.

Abstract

The WNW-ESE-trending Eskişehir fault zone which separates the Aegean-western Anatolian block from the central Anatolian block is a right lateral strike-slip fault zone with a normal component. The fault zone is characterized by fault segments which trend between E-W and NW-SE around Eskişehir. Syndepositional and postdepositional faults cutting Pleistocene and Holocene units indicate that the Eskişehir fault zone has been active since at least Pleistocene. At least 14 earthquakes (M 4) occurred on the Eskişehir fault zone in the 20th century and the 20th February 1956 Eskişehir earthquake (M=6.4) was the largest event in this century. The isoseismal map of the 1956 earthquake shows that this earthquake occurred on about 10-km-long WNW-ESE-trending Oklupal-Turgutlar segment. There is no major earthquake record in the historical earthquake catalogues before the 20th century. However, both existence of mud dykes in Pleistocene units and deformation of Holocene deposits in front of fault scarps indicate that fault segments are active in this area and several M 6 earthquakes occurred in the last 10 000 years. Fault plane solution of the 1956 earthquake and field observations indicate that the Eskişehir fault zone which played an important role in the development of Eskişehir and İnönü plains is a transtensional fault zone.

Key words: Active fault segment, Earthquake, Eskişehir fault zone, Transtensional fault zone.

GİRİŞ

Arazi çalışmaları sırasında incelenen neotektonik yapılar üst kabuğun 1-2 km derinliklerindeki yapılardır. Neotektonik yapılar daha derinlere de devam ederler ancak bu kesimdeki bilgiler daha çok sismoloji ile elde edilirler. Bir bölgeyi etkileyen mevcut tektonik rejim süresi içinde hareket eden faylar aktif fay, bu süre içinde hiç hareket etmemiş faylar aktif olmayan faylar olarak

değerlendirilir ve aktif olmayan fayların yakın gelecekte hareket etme olasılıkları gözardı edilebilir. Stewart ve Hancock (1994)'a göre, U.S. Environmental Protection Agency (1981) aktif fayı son 10 000 yılda bir defa hareket etmiş fay olarak tanımlarken, U.S. Regulatory Commission (1982) 35 000 yılda bir defa hareket ve 500 000 yıl içinde en az iki defa hareket eden fayı aktif kapasiteli fay olarak tanımlamaktadır.

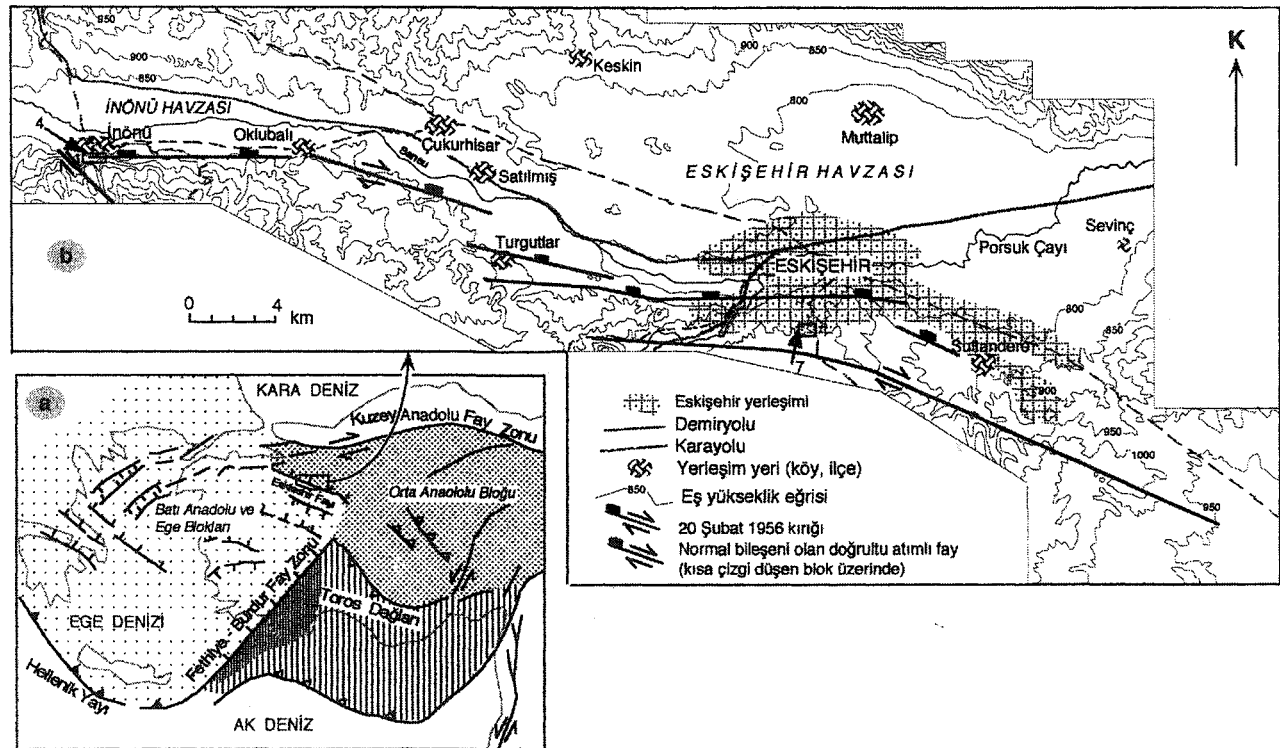
Eskişehir fayı (McKenzie, 1978; Barka ve diğ. 1995) batıda Uludağ'dan doğuda Kaymaz'a kadar uzanır ve genellikle BKB-DGD doğrultusunda uzanan fay segmentlerinden oluşur. Bu çalışmada, Ege-Batı Anadolu bloğunu kuzeydoğuda Orta Anadolu bloğundan ayıran (Şekil 1a) (Barka ve diğ. 1995) Eskişehir fay zonunun İnönü ile Sultandere doğusu arasında (Şekil 1b) aktivitesi, geometrisi ve kinematik özellikleri incelenmiştir.

ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİK VE SİSMİK ÖZELLİKLERİ

Anadolu, tektonik deformasyonun dünyada en hızlı olduğu bölgelerden biridir (Jackson ve McKenzie, 1988). Eskişehir fay zone, doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu ile normal faylar ile temsil edilen Ege açılma bölgesi arasında yer alır (Şekil 1a). Yaklaşık son 30 yıldır yapılan çalışmalar Ege Bölgesi ve Orta Anadolu'yu içine alan Anadolu bloğunun Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca batıya doğru

hareket ettiği görüşü üzerine yoğunlaşmıştır (örneğin, McKenzie 1972, 1978; Dewey ve Şengör 1979; Şengör 1982; Şengör ve diğ. 1985). Ancak Barka ve diğ. (1995)'ne göre, son GPS verileri Batı Anadolu'nun KD-GB-uzanımlı Fethiye-Burdur fay zone ve BKB-DGD-uzanımlı Eskişehir fay zone ile Orta Anadolu'dan ayrıldığını ve batı-güney batıya doğru daha hızlı hareket ettiğini ortaya koymuştur (Şekil 1a). Batı Anadolu bloğunun batıya doğru hareket hızı kuzeyden güneye doğru artmaktadır; örneğin hareket hızı kuzeyde 20 mm/yıl'dan az iken güneyde 30-40 mm/yıl'dan fazladır (Jackson, 1994; Barka ve diğ. 1995).

Ülkemizin deprem aktivitesi gözönüne alındığında, Eskişehir bölgesi deprem riski açısından birinci derece bölge içinde yer almamaktadır. Ancak Eskişehir, birinci derece deprem bölgesi olan Ege Bölgesi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu arasında bir geçiş bölgesidir. Çizelge 1'de görüldüğü gibi, Eskişehir ve çevresinde son 100 yıllık aletsel dönem içinde büyük ve orta büyüklükte



Şekil 1. (a) Anadolu'nun neotektonik alt bölümleri. Seyrek noktalı alan açılma bölgelerini, sık noktalı alan sıkışma bölgelerini gösteriyor. Dikey çizgili alan kompleks yapılar içeren bölge; bunun içinde sık dikey çizgili alan açılma bölgelerini, seyrek dikey çizgiler sıkışma bölgelerini gösteriyor. (Barka ve diğ. 1995'den). (b) Eskişehir bölgesinin topoğrafik ve neotektonik haritası. Ok ile gösterilen yerler o numaraya ait şeklin lokasyonunu gösteriyor.

Figure 1. (a) Neotectonic subdivisions of Anatolia. Heavy dots indicate compressional areas, less heavy dots indicate extensional areas. Vertical lines show complex areas within which heavy vertical lines show extensional regions, less heavy vertical lines show compressional regions. (From Barka et al. 1995). (b) Topographic and neotectonic map of the Eskişehir area. Arrows indicate locations of Figures related to those numbers.

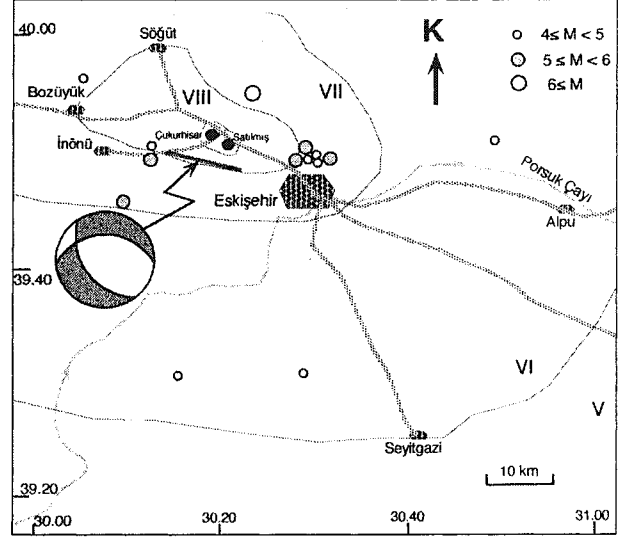
ESKİŞEHİR FAY ZONUNUN NEOTEKTONİK AKTİVİTESİ

depremler meydana gelmiştir ve bu dönem içinde meydana gelen en büyük deprem Eskişehir, Bilecik ve Bozüyük merkezlerinde ve çevresinde (Şekil 2) değişik hasarlara neden olan 20 Şubat 1956 depremidir ($M=6.4$). Öcal, (1959) bu depremin makro ve mikrosismik etüdünü yapmış ve depremin merkez üssünün Eskişehir'in yaklaşık 10 km batısında Çukurhisar yakınlarında (Şekil 2) olduğunu ortaya koymuştur. 20 Şubat 1956 depreminde en büyük hasar Eskişehir'in batısında yer alan Çukurhisar ve Satılmış köylerinde meydana gelmiştir (Öcal 1959). 20 Şubat 1956 Eskişehir depreminin yüzey kırıkları oluşturması beklenebilir. Ülkemizde ve dünyanın diğer yerlerinde bu büyüklükteki bazı sığ depremler yüzey kırığı oluşturabilmektedir; örneğin, 1 Ekim 1995 Dinar depremi daha küçük bir deprem olmasına karşılık ($M=6.1$) 10 km yüzey kırığı oluşturmuştur. Bu açıdan bakıldığında 1956 Eskişehir depreminin yüzey kırıklarının olup olmadığının bilinmemesi ya eksik arazi gözlemleri ya da depremin 8-10 km'den daha derin olmasına bağlanabilir.

Çizelge 1. Eskişehir ve yakın çevresinde meydana gelen depremlerin listesi (39.40-40.00 K, 30.00 - 31.00 D). (Veriler Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi'nden alınmıştır).

Table I. List of earthquakes occurred around Eskişehir (39.40-40.00 N, 30.00-31.00 E). (Data obtained from Boğaziçi University, Kandilli Observatory).

Tarih Date	Enlem Latitude	Boylam Longitude	Magnitüd Magnitude
12.5.1901	39.80	30.50	5.0
30.4.1905	39.08	30.50	5.4
1.5.1905	39.90	30.10	4.9
6.5.1928	39.80	30.50	5.0
14.6.1948	39.80	30.50	4.9
20.2.1956	36.89	30.49	6.4
23.2.1956	39.76	30.17	5.2
25.2.1956	39.80	30.80	4.3
24.5.1956	39.80	30.50	4.3
22.7.1958	39.80	30.50	4.3
28.3.1961	39.82	30.19	5.0
28.3.1970	39.50	30.30	4.2
28.3.1970	39.50	30.50	4.3
24.10.1990	39.84	30.23	4.3



Şekil 2. Eskişehir ve çevresinde 20. yy'da meydana gelen magnitüdü 4'ün üzerindeki depremlerin episantrlarını gösteren harita. İnce çizgiler 20 Şubat 1956 Eskişehir depremine ait izoseistler (Öcal 1959'dan). Kalın çizgi bu depremde kırılan fay segmenti. Fay düzlemi çözümü McKenzie (1972) tarafından 20 Şubat 1956 depremi için geliştirilmiştir.

Figure 2. Map showing epicenters of $M > 4$ earthquakes that occurred around Eskişehir in the 20th century. Thin lines are isoseists of the 20th February 1956 Eskişehir earthquake (from Öcal 1959). Thick lines is the fault segment that activated during the 1956 earthquake. Fault plane solution was developed by McKenzie (1972) for the 20th February 1956 earthquake.

İNÖNÜ-SULTANDERE ARASINDA ESKİŞEHİR FAY ZONU

Batıda Uludağ'dan doğuda Kaymaz'a kadar uzanan BKB-DGD doğrultulu fay zonu Şaroğlu ve diğ. (1992) tarafından hazırlanan Türkiye Diri Fay haritasında İnönü-Dodurga fay zonu, Eskişehir fay zonu ve Kaymaz fay zonu olarak ayrı ayrı adlandırılmıştır. Ancak Şengör ve diğ. (1985) ve Barka ve diğ. (1995) Uludağ ile Kaymaz arasında uzanan bu fay zonunu Eskişehir fayı olarak adlandırmışlardır. Eskişehir fay zonu Sultandere ile İnönü arasında birbirini takip eden segmentler halinde devam etmektedir (Şekil 1b). Genel doğrultusu BKB-DGD olan Eskişehir fay zonu ayrıntılı incelendiğinde doğrultu D-B ile KB-GD arasında değişir. Eskişehir fay zonu, İnönü'nün batısında KB-GD, İnönü-Oklubalı arasında yaklaşık D-B, Oklupal-Turgutlar-Eskişehir arasında BKB-DGD, Eskişehir'in güneyinde yaklaşık D-B ve Eskişehir-Sultandere arasında KB-GD doğrultusunda uzanmaktadır (Şekil 1b). Havzanın genişliği 2 ile 12 km arasında değişmektedir. Havzanın en çukur (790 m) ve

en geniş yeri (12 km) Eskişehir şehir merkezinin bulunduğu bölgedir (Şekil 1b). Havza tabanı Eskişehir-tnönü arasında hafifçe güneye eğimlidir.

İnönü-ÇukurMsar segmenti!

İnönü havzasını güneyde sınırlayan İnönü-Çukurhisar segmenti, İnönü-Oklubal arasında yaklaşık doğu-batı, Oklubal-Satılmış arasında BKB-DGD doğrultusunda uzanır (Şekil 1b). İnönü'nün güneyindeki Triyas yaşlı (Gözler ve diğ. 1984) kireçtaşlarında görülen iyi korunmuş fay yüzeyleri (Şekil 3a) İnönü'nün doğusundaki Miyosen yaşlı birimlerde (kil, marn, konglomera karışımı) görülmemektedir (Şekil 3b). Fay, İnönü'nün güneyinde iki kola ayrılmaktadır (Şekil 1b). $KI42^\circ$ doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı güney kol Triyas yaşlı kireçtaşlarında yaklaşık dik bir yüzey oluşturur ve bu yüzeydeki fay çiziklerinin hemen hemen yatay olması bu kol üzerindeki hareketin sadece doğrultu boyunca olduğunu, yani hareketin normal bileşeninin olmadığını göstermektedir (Şekil 3 a). Kuvaterner birimlerinde bu fayın etkileri görülmez. Bu güney kola oblik olan ve İnönü-Oklubal arasında uzanan yaklaşık D-B doğrultulu kol İnönü havzasını güneyde sınırlar (Şekil 1b). İnönü'nün güneyinde (Şekil 1) doğrultuları $N80^\circ$ ile $N124^\circ$, eğimleri 48° ile 86° arasında değişen normal faylar Holosen dönemine ait (güncel) yamaç molozu ve çamurları kesmektedir (Şekil 4a). Normal faylarda güney blok yükselmiş, kuzey blok düşmüştür. Havza tabanında biriken Kuvaterner sedimanları ile Miyosen yaşlı birimler arasındaki sınırı oluşturan fay boyunca İnönü'nün doğusundan itibaren fay yüzeyi görülmemektedir ancak havza tabanı ile güneydeki yükseklikler arasındaki ani topografik farklılık faylanmanın bir sonucudur (Şekil 3b). Yaklaşık D-B doğrultulu bu fay Oklubal'ın doğusundan itibaren BKB-DGD doğrultusunda uzanır ve satılmış Köyü'nün güneyinde Kuvaterner birimleri içinde kaybolur (Şekil 1b). Fay, Çukurhisar'm güneyinde kuzeye eğimli yayvan bir topografya sunan Miyosen birimlerinde 1 m ile 3 m arasında değişen topografik farklılık oluşturur.

Turgutlar-Eskişehir segmenti

İnönü'den doğuya doğru devam eden fay, Satılmış'm güneyinde sağa doğru sıçrayarak Turgutlar Köyü'nün batısından tekrar başlar ve Eskişehir'e doğru uzanır (Şekil 1b). Turgutlar Köyü'nün kuzeyinden geçen BKB-DGD doğrultulu fay Turgutlar Köyü'nün doğusunda Eskişehir'e varmadan kaybolur (Şekil 1b). Turgutlar Köyü'nün güneyinden BKB-DGD doğrultusunda başlayan başka bir segment Eskişehir civarında yaklaşık

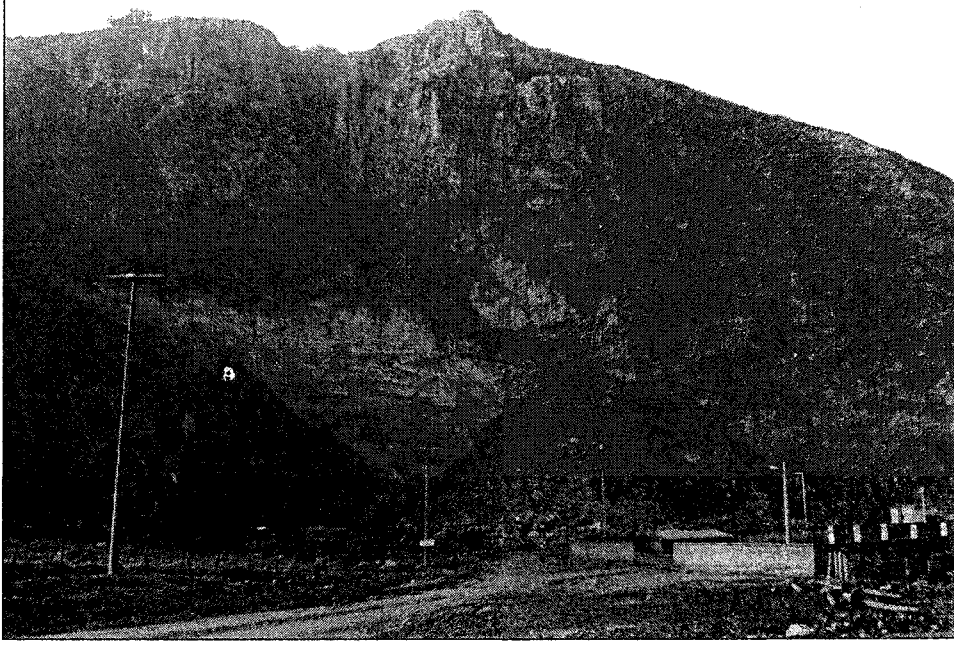
D-B doğrultusunda, Eskişehir ile Sultandere arasında KB-GD doğrultusunda uzanır (Şekil 1b). Bu fay, Turgutlar ile Porsuk Çayı'nın Eskişehir havzasına girdiği yere kadar Triyas yaşlı ofiyolitler (Gözler ve diğ. 1984) ile Eskişehir havzası arasındaki sınırı oluşturur. Eskişehir'in güneyinde Miyosen yaşlı birimleri keser ancak fay yüzeyi görülmemektedir. Bu fay Eskişehir havzasının güney sınırını oluşturur (Şekil 1b). Turgutlar'ın doğusu ile Sultandere arasında bu fay çevresinde yoğun yapılaşma mevcuttur. Daha sonra ayrıntılı tartışılacağı üzere, Eskişehir çevresinde açılan yol yarmalarında ve inşaat temellerinde Pleyistosen yaşlı konglomera, kumtaşı ve çamurtaşlarını kesen normal faylar, doğrultu atımlı faylar ve ters faylar görülmektedir.

Eskişehir havzasının güney sınırını oluşturan fayın güneyinde Eosen yaşlı (Gözler ve diğ. 1984) kireçtaşlarını kesen bir fay uzanmaktadır (Şekil 1b). Batıda yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan fay, Eskişehir'in güneyinde KB-GD doğrultusunda uzanır ve aynı doğrultuda Sultandere'nin güneyinden geçerek güneydoğuya doğru uzanır (Şekil 1b). Fay boyunca kuzey blok düşmüş, güney blok yükselmiştir ancak fay boyunca fay yüzeyi görülmemektedir.

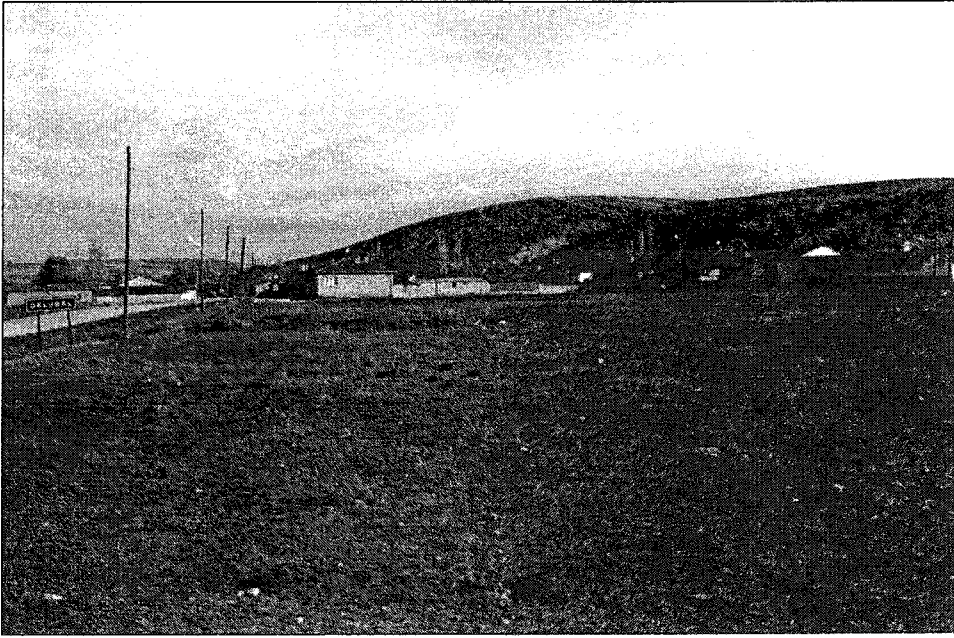
İNÖNÜ-SULTANDERE ARASINDA ESKİŞEHİR FAYZONUNUN KUVATERNER AKTİVİTESİNİN İRDELENMESİ

Bursa'dan Sivrihisar'a kadar uzanan (Şaroğlu ve diğ. 1992) ve genel doğrultusu BKB-DGD olan Eskişehir fay zonunun İnönü ile Sultandere arasında incelenen kısmında fay, değişik doğrultularda birbirini -takip eden segmentler halinde uzanır (Şekil 1b). İnönü-Sultandere arasında birkaç lokasyon dışında taze fay yüzeyi sunmayan fay zonu boyunca insanlar tarafından değişik amaçlara yönelik yapılan çalışmalarda (toprak alımı, yol yapımı, inşaat temeli açımı vb.) ortaya çıkan taze fay kesitlerinden yararlanarak faya ait özellikler belirlenmeye çalışılmıştır. Bu bölgede fay yüzeyi görülmemesinin sebepleri şöyle sıralanabilir. (1) İnönü ve Eskişehir havzalarının güney kenarı boyunca İnönü ile Sultandere arasında kil, marn, tuf ve kireçtaşı karışımından oluşan birim geniş alanlar kapsar. Gözler ve diğ. (1984) tarafından Miyosen yaşlı verilen bu birimin üzerinde Pleyistosen yaşlı birimleri kesmektedirler. Bu gevşek az tutturulmuş sedimanlar hem plastik deformasyon gösterirler ve hem de çabuk aşınırlar. (2) Tarihsel ve aletsel deprem verileri ve GPS ölçümleri (Barka ve diğ. 1995; Reilinger ve diğ. 1996) fay üzerindeki hareket hızının 1-2 mm/yıl mertebesinde olduğunu göstermektedir. Deformasyonun

ESKİŞEHİR FAY ZONUNUN NEOTEKTONİK AKTİVİTESİ



(a)



(b)

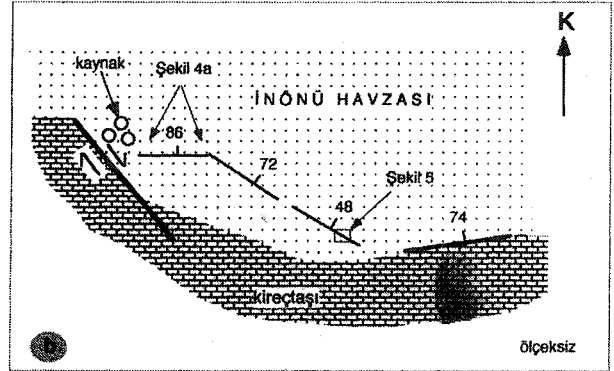
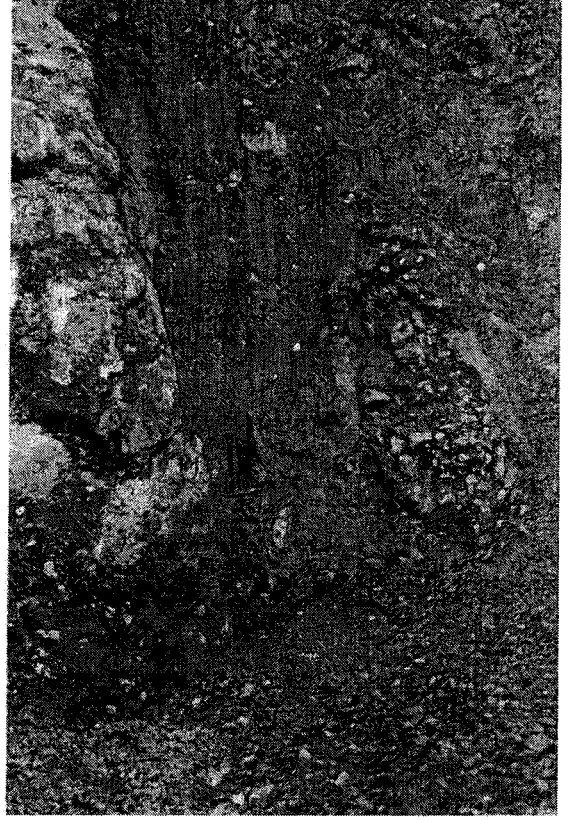
Şekil 3. (a) İnönü havzasının güneyinde Triyas kireçtaşlarını kesen sağ yönlü doğrultu atımı fay yüzeyi. Fayın ön kısmında kaynaklar yer almaktadır, (b) Oklupal Köyü civarında havza tabanı ile Miyosen yaşlı birimler arasında faylanma sonucu oluşmuş topoğrafik farklılık.

Figure 3. A right lateral strike-slip fault plane within Tertiary age limestone in south of İnönü plain. Springs are located in front of the fault plane, (b) A fault related topographic scarp bounding the İnönü plain in the north and Miocene age rocks in the south (near the Oklupal village).

yavaş olduğu bu bölgede aşınmaya karşı dayanımı düşük olan Miyosen ve Pleyistosen yaşlı kayaları kesen fay yüzeyleri bölgedeki iklim koşulları gözönüne alındığında kısa sürede aşınacaktır. (3) Ayrıca, bölgenin tarım alanı olarak kullanılması doğal yüzey şekillerinin kısa sürede kayıp olmasının diğer bir önemli nedenidir. Dolayısıyla, bu bölgede yüzeyde fay aynasının görülmemesinin muhtemel nedeni çok yavaş cereyan eden tektonik deformasyon sonucu oluşan yapıların hızlı aşınma ve yapay etkiler sonucu kısa sürede yok olmasıdır.

İnönü havzasının güneyinde Triyas yaşlı kireçtaşlarını kesen K142" doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fay Kuvaterner yaşlı birimlerde görülmez. Bu fayın doğusunda doğrultulan K82° ile K124° arasında değişen faylar Kuvaterner birimlerini keserler (Şekil 4a). Havzanın güneyinde, bu faylar ile K142° doğrultulu doğrultu atımlı fayın kesiştiği yerde kaynaklar mevcuttur (Şekil 4b). Kaynakların yüzeye çıktıkları yer, aktif tektonik yapıların düğüm yerleridir ve Altunel ve Hancock (1993)'ün başka bölgelerde gözlemlediği gibi, aktif tektonik yapıların oluşturduğu bu tür düğüm noktaları yeraltı suyunun yüzeye çıkması için su yolu oluşturmaktadırlar. Yamaç molozu içinde gelişmiş fayların eğimleri 48° ile 86° arasında değişmektedir ve fay yüzeyleri kuzeye doğru eğimlidir. Fay yüzeylerindeki çizikler (yatay ile 70°-90° arasında değişen açılar yaparlar) faylardaki esas hareketin normal, ancak az da olsa doğrultu bileşenlerinin de olduğunu göstermektedir.

Güncel (Holosen) yamaç birikintilerini kesen faylar yüzeyde fay aynası sunmazlar ancak topoğrafik farklılık sunarlar. Taze fay yüzeyleri bölgeden dolgu malzemesi alınması sonucu ortaya çıkmışlardır (Şekil 5a). Güncel birikintilerde görülen deformasyonlar fayların değişik aralıklarla hareket ettiklerini göstermektedir. Örneğin, Şekil 5'de görüldüğü gibi, depolanmakta olan yamaç molozu fay tarafından kesilmektedir ve birimlerin depolanması değişik zamanlarda kesintiye uğramıştır. Şekil 5(b)'de (a) ile gösterilen birim depolanmadan önce kireçtaşı blokları içeren Kuvaterner yaşlı birim faylanmıştır ve düşen blok üzerinde (a) birimi depolanmaya başlamıştır, (a) ile gösterilen birimin üst yüzeyi faya doğru eğimlidir. Normal bileşenin hakim olduğu faylarda yaygın olarak görüldüğü gibi (örneğin 1 Ekim 1995 Dinar depreminde oluşan fayda da görüldüğü gibi) faylanma sonucu tavan bloğun düşmesi yanında yüzeyde açıklık da meydana gelmektedir (Şekil 5c). Şekil 5(c)'de görüldüğü gibi, düşen bloğun faya yakın kısmının zamanla aşınmasıyla faya doğru eğimli bir aşınma yüzeyi oluşur. Benzer şekilde Şekil 5(b)'de, kırılma sonucu muhtemelen yüzeyde bir açıklık meydana gelmiş ve bir yandan

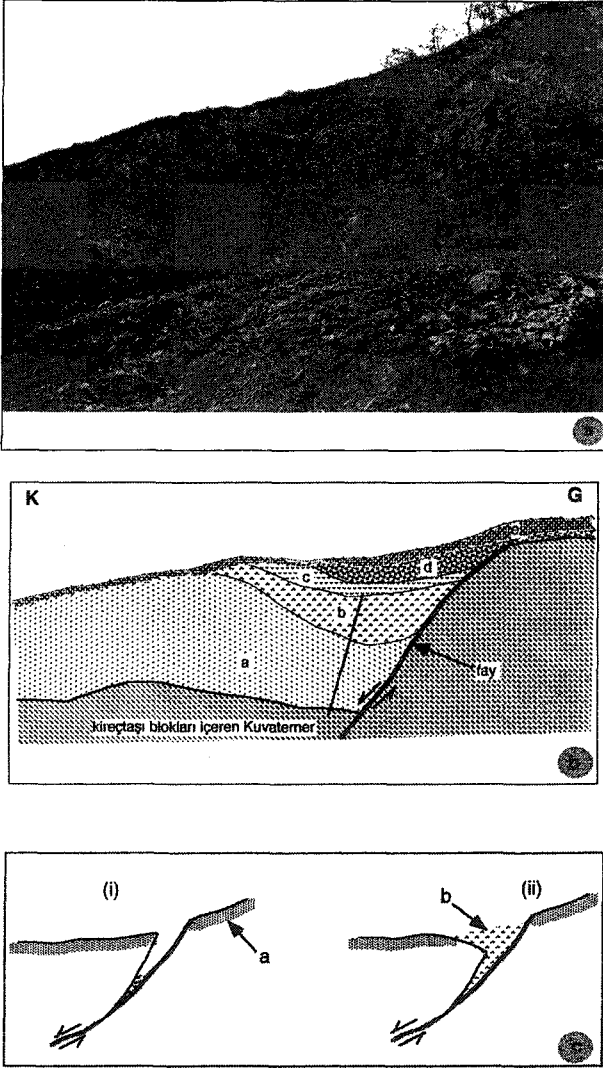


Şekil 4. (a) Holosen (güncel) yamaç molozu ve çamurtaş] arını kesen fay. (Lokasyon için Şekil 4b'ye bakınız), (b) İnönü'nün güneyinde birikmekte olan yamaç molozunu kesen fayların ölçeksiz planı. Normal bileşenin egemen olduğu faylar sağ yönlü doğrultu atımlı faya oblik gelişmişlerdir ve bu iki fay sisteminin kesiştiği yerde kaynaklar mevcuttur. (Lokasyon için Şekil 1b'ye bakınız).

Figure 4. (a) A fault cuts Holocene age talus and mudstones. (See Figure 4b for location), (b) A scales plan of faults cut actively depositing talus near İnönü. Normal component is dominant in these faults and they developed oblique to the right lateral strike-slip fault. Springs are located where these two fault systems intersect. (See Figure 1b for location).

ESKİŞEHİR FAY ZONUNUN NEOTEKTONİK AKTİVİTESİ

(a) biriminin üst yüzeyi aşınırken bir yandan da (b) birimi birikmiştir, (b) birimi içinde görülen bir kırık (Şekil 5b) (c) birimini etkilememektedir dolayısıyla (c) birimi depolanmadan önce fay tekrar hareket etmiştir, (c) biriminin depolanmasını kesintiye uğratan bir hareketten sonra (d) ve (e) birimleri depolanmaya başlamıştır, (d)



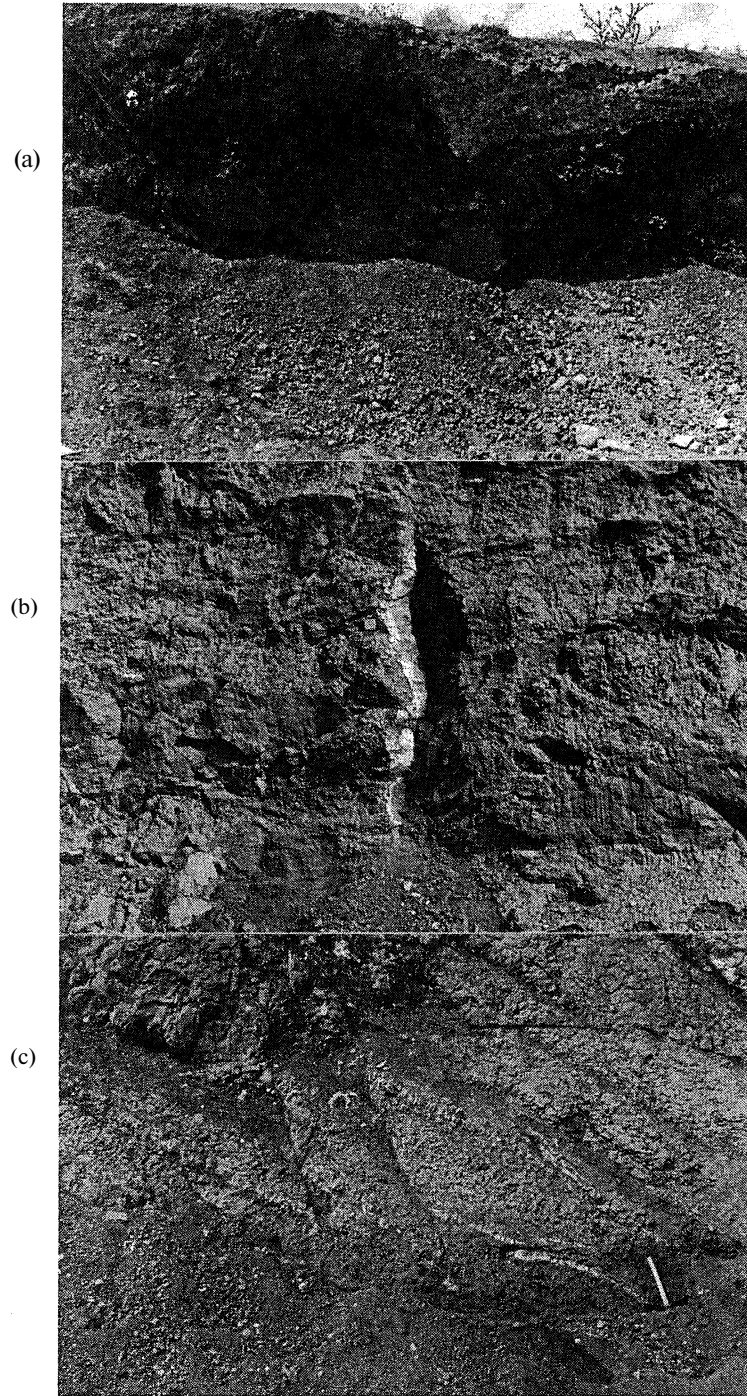
Şekil 5. (a) İnönü'nün güneyinde güncel yamaç molozlarını kesen fay. (b) Şekil 5a'daki fotoğrafın çizimi, (c) Normal ve doğrultu bileşeni olan faylarda deprem sonucu yüzeyde oluşan açıklıkların şematik gösterimi, (i) Deprem sırasında oluşan kırık, (ii) oluşan kırığın zamanla aşınması ve yeni malzemelerin birikmesi.

Figure 5. (a) A fault cuts actively depositing talus in south of İnönü, (b) Line drawing of Figure 5(a). (c) Schematic views of a surface break that occurs during oblique faulting. (i) Break occurred during the earthquake, (ii) erosion within time and filling of new materials into the break.

ve (e) birimlerinin depolanmasını kesintiye uğratan herhangi bir hareket henüz gerçekleşmemiştir. Kuzeydeki blokların düşmesi ve fay yüzeyindeki çiziklerin yaklaşık 70° doğuya eğimli olması fayda normal bileşenin yanında sağ yönlü doğrultu bileşenin de olduğunu göstermektedir.

Eskişehir'in güneyinde Pleyistosen yaşlı konglomera ve çamurtaşları oblik atımlı, doğrultu atımlı ve ters faylar tarafından kesilmektedir. Oblik faylar KKB-GGD doğrultusunda gelişmiş ve kuzey blok düşmüştür (Şekil 6a). Fay yüzeylerinin eğimleri 50° ile 70° arasında değişmektedir. Doğrultu atımlı faylar BKB-DGD doğrultusunda gelişmişlerdir. Bu doğrultudaki fayların eğimleri dike yakındır (Şekil 6b) ve fay yüzeylerindeki hemen hemen yatay çiziklerden fayların sol yönlü oldukları anlaşılmaktadır (Şekil 6b). Ters faylar KD-GB doğrultusunda gelişmişlerdir ve 44°-70° arasında eğime sahip fay yüzeyleri boyunca batıdaki blok doğudaki bloğun üzerine bindirmiştir (Şekil 6c). Eğim açıları 50° ile 70° arasında değişen BKB-DGD doğrultulu faylarda kuzey blok düşmüştür ve fay yüzeylerindeki çiziklerin genellikle doğuya doğru eğimli olmaları fayların sağ yönlü doğrultu bileşenlerinin olduğunu göstermektedir (Şekil 7). Yarmalarda görülen fayların bazıları yüzeye kadar devam ederken, bazı faylar yüzeye ulaşmadan konglomera veya çamurtaşı içinde kaybolurlar (Şekil 6a ve 7). Yüzeye kadar devam eden fay yüzeyleri boyunca genellikle karbonat birikimleri gözlenirken, yüzeye çıkmadan kayıp olan fay yüzeylerinde karbonat birikimi gözlenmez. Yüzeye kadar devam eden faylar konglomera ve çamurtaşı birimleri depolanması tamamlandıktan sonra oluşmuş (post-depositional) faylardır. Bunların yüzeydeki belirtileri aşınma sonucu kaybolmuştur. Yüzeye çıkmadan kayıp olan faylar ise birimlerin depolanması sırasında oluşmuş (syn-depositional) faylardır.

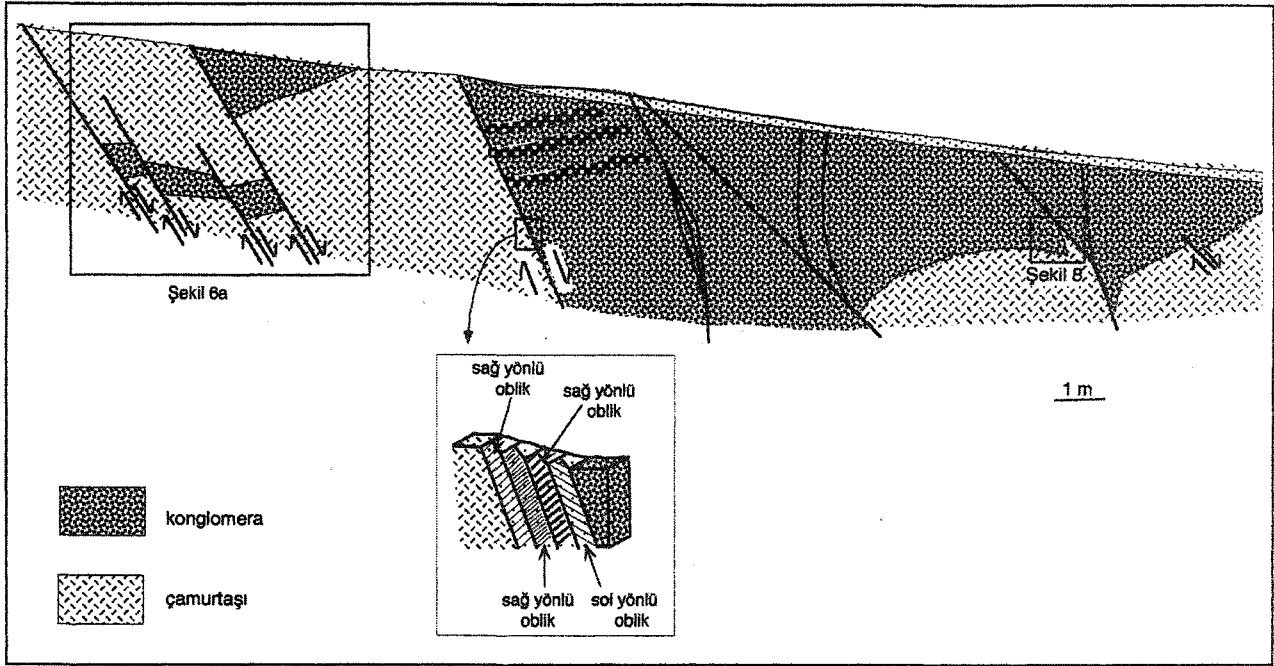
Konglomera ve çamurtaşlarını kesen fayların yüzeylerinde ve bu birimler içinde gelişmiş diğer çatlaklarda yaygın olarak karbonat mineralizasyonu görülmektedir (Şekil 6). Bu tür mineralizasyon genellikle sıcak suların yüzeye çıktıkları kırık ve çatlaklarda görülürler (Sibson ve diğ. 1975; Altunel ve Hancock 1993) dolayısıyla Eskişehir'in güneyindeki bu faylar ve çatlaklar sıcak suların yüzeye transferinde önemli rol oynamışlardır. Bu bölgede sıcak sular günümüzde de mevcuttur ancak, yaklaşık 3 km kuzeyde şehir merkezinde yer almaktadır. Sıcak suların çıkış yerleri muhtemelen tektonik aktiviteye bağlı olarak değişmiştir. Bu bölgede çatlak ve kırıkların sıcak su aktivitesinde rol oynadıklarını destekleyen diğer bir veri ise; Şekil 8'de görüldüğü gibi, altta bulunan silt bir kırık boyunca üstte bulunan konglomera içi-



Şekil 6. Eskişehir'in güneyinde Pleyistosen yaşlı birimleri kesen faylar, (a) BKB-DGD doğrultulu oblik faylar. Çekicinin sağında ve solunda konglomeraları kesen faylar üstteki çamurtaşı içinde kayıp olurken diğer faylar yüzeye kadar devam etmektedirler. Yüzeeye kadar devam eden faylar boyunca karbonat birikimi görülmektedir. (Lokasyon için Şekil 7'ye bakınız), (b) KKD-GGB doğrultulu doğrultu atımlı fay. Fay yüzeye kadar devam etmektedir ve fay yüzeyinde karbonat birikimi görülmektedir, (c) KD-GB doğrultulu ters faylar.

Figure 6. Faults cut Pleistocene age rocks in south of Eskişehir, (a) WNW-ESE-trending oblique faults. While faults cutting conglomerates in the left and right sides of the hammer die out in mudstones, other faults extend to the surface. Carbonate deposition is visible on fault surfaces that extend to the surface. (See Figure 7 for location), (b) NNE-SSW-trending strike-slip fault. Fault extends to the surface and carbonate deposited on its surface, (c) NE-SW-trending reverse faults.

ESKİŞEHİR FAY ZONUNUN NEOTEKTONİK AKTİVİTESİ



Şekil 7. Eskişehir'in güneyinde K300 doğrultusunda açılmış bir yarmada Pleystosen birimlerini kesen yapıların kesit görünümü. (Lokasyon için Şekil 1b'ye bakınız).

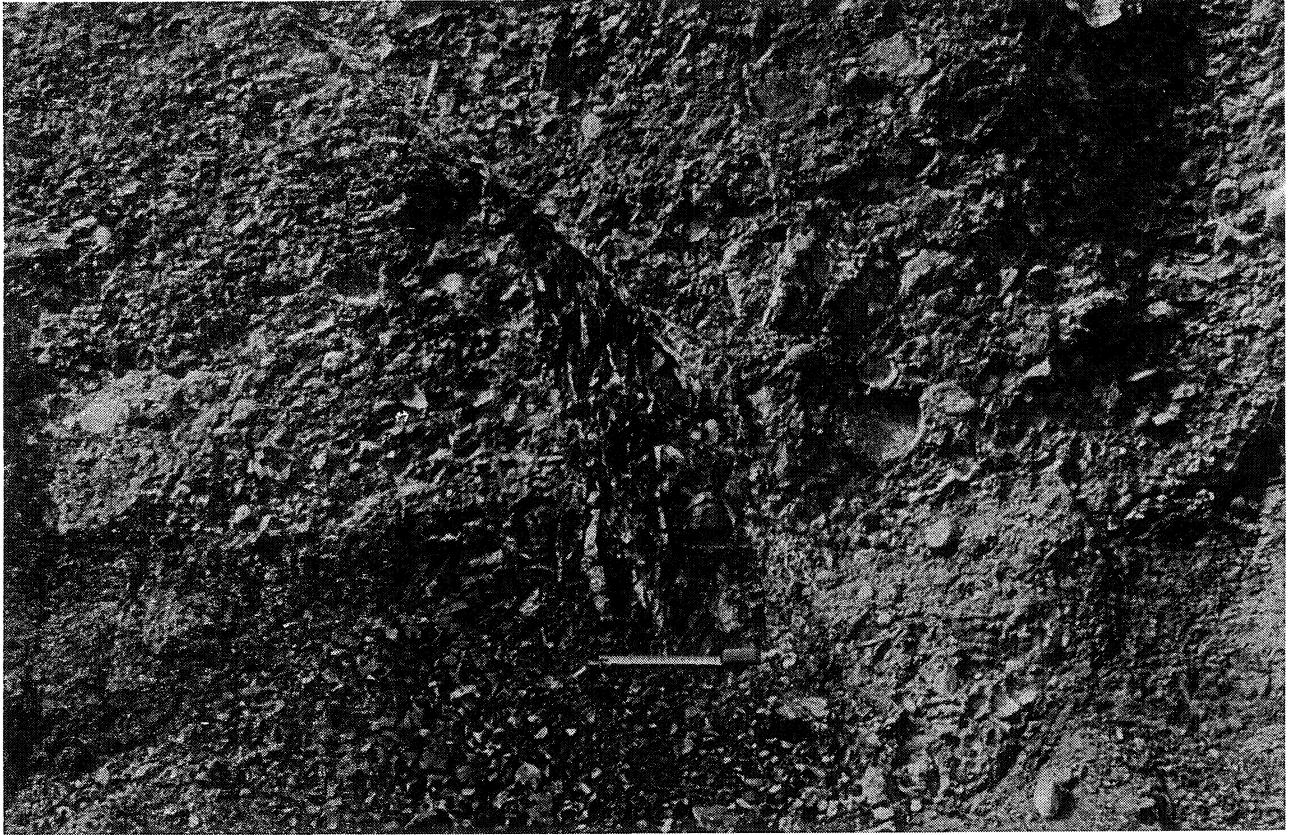
Figure 7. Profile view of structures cut Pleistocene age rocks in south of Eskişehir. The section trends N300. (See Figure 1b for location).

ne sokulmuştur. Bu kırık boyunca yükselen silt kırık yüzeyine paralel dilimlenmeler gösterir ve içinde kırığa paralel karbonat dolgulu damarlar mevcuttur (Şekil 8). Bu silt sokulumu büyük depremler sırasında yaygın olarak görülen sıvılaşıma (örneğin, Munson ve diğ. 1995; Hibsich ve diğ. 1997) ile açıklanabilir ve bu tür deformasyonlara neden olan depremin şiddeti $I_0 \geq VIII$ civarındadır (Michetti ve Hancock 1997). Silt birimi, kırıklar boyunca yükselen su ile temas halindedir. Bünyesinde su bulunan silt deprem sırasındaki sarsıntı esnasında sıvılaşarak akıcılık kazanmış ve kırık boyunca yukarıya doğru yükselmiştir. Bu kırıktaki aktivite çamurtaşı yerleşip tekrar katılaştıktan sonra da devam etmiştir çünkü çamurtaşı sokulumu ana fay yüzeyine paralel ikincil faylarla dilimlenmiştir (Şekil 8).

Eskişehir ve İnönü havzalarının güneyinde Kuvarterner yaşlı birimleri kesen ve kuzeydeki blokların düşmesine neden olan fayların doğrultuları, genel doğrultusu BKB-DGD olan Eskişehir fay zone ile uyumluluk gösterir ve bu doğrultudaki faylarda sağ yönlü doğrultu bileşeni hakimdir. Ayrıca, KD-GB yönünde de bindirmeler gelişmiştir (Şekil 6c). Şekil 9'da görüldüğü gibi, KKD-GGB ve BKB-DGD doğrultusunda doğrultu atımlı fayların ve KD-GB doğrultusunda bindirmelerin oluşması KB-GD yönünde

ikincil sıkışmanın sonucudur. BKB-DGD doğrultulu faylarda normal bileşenin de olması KD-GB yönünde ikincil çekme kuvvetinin olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 9). Eskişehir fay zoneunun sağ yönlü doğrultu atımlı ve normal bileşenli fay zone olduğu Şengör ve diğ. (1985), Şaroğlu ve diğ. (1992) ve Barka ve diğ. (1995) tarafından ortaya konmuştur. Bu çalışmada, Kuvarterner birimlerini kesen ve Eskişehir ve İnönü havzalarının güney kenarlarını sınırlayan faylarda bu kinematik özellik arazi gözlemleri ile doğrulanmıştır. Önceki çalışmalar ile uyumluluk gösteren bu gözlemlere dayanarak Eskişehir ve İnönü havzalarının oluşumunda önemli rol oynayan Eskişehir fay zoneunun transtansiyonal olduğu söylenebilir.

Mevcut deprem kataloglarına göre (örneğin, Ergin ve diğ. 1967; Soysal ve diğ. 1981) tarihsel dönemlerde (1900 yılından önceki dönemlere ait) bu bölgede önemli deprem kaydı yoktur. 20 Şubat 1956 depremi ($M=6.4$) Eskişehir fay zoneu üzerinde son 100 yılda kayıt edilmiş en önemli depremdir (Tablo 1). Bu depremde en ağır hasar Çukurhisar ve Satılmış çevresinde (Şekil 1b) görülmüş ve Öcal (1959) depremin merkez üssünün Çukurhisar çevresinde olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 2). Depremin makro- ve mikrosismik etüdünü yapan Öcal (1959) deprem sırasında yü-



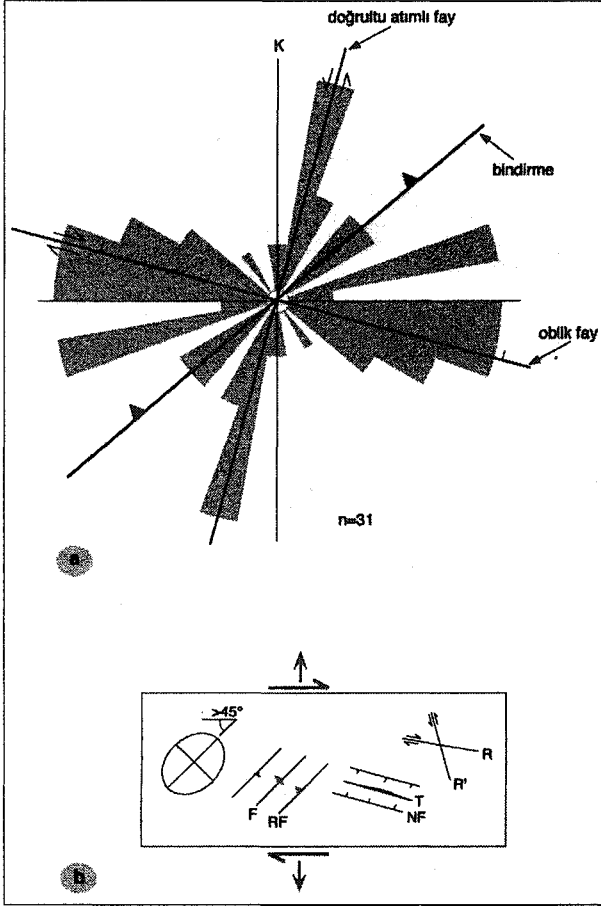
Şekil 8. Konglomera ve çamurtaşı birimlerini kesen kırık boyunca alttaki çamurtaşının sıvılaşarak yukarıya doğru yükselmesi. Yükselen silt içinde kırık yüzeyine paralel karbonat dolgulu damarlar ve dilimlenmeler görülmektedir. (Lokasyon için Şekil 7'ye bakınız).
 Figure 8. Liquefaction in mudstones. Mudstone rised up along a fault that cuts conglomerate and mudstone. Carbonate filled veins developed within the silt. (See Figure 7 for location).

zey kırığı oluşup oluşmadığından bahsetmemektedir. Zaten Öcal (1959), bazı maddi imkansızlıklar nedeniyle deprem bölgesine giderek tetkik gezisi yapamadığını, depremin hissedildiği saha içinde bulunan resmi kurumlara gönderdiği anketlerden, gazetelerden ve ilgili yerlerden aldığı hasar cetvellerinden faydalanarak çalışmasını yaptığını bildirmektedir. Depremin meydana geldiği Şubat ayında Eskişehir bölgesinde kış mevsimi hakimdir ve bölgenin karla kaplı olması veya yağmurlu ve çamurlu olması ihtimali yüksektir. $M=6.4$ büyüklüğündeki 1956 Eskişehir depreminin en az 10 km uzunluğunda yüzey kırığı oluşturması beklenebilir. Ancak, 1950'li yıllardaki ulaşım ve diğer imkanlar gözönüne alındığında çevrede yüzey kırığı araştırmanın veya haritalamanın olmaması doğaldır. Öcal (1859) depremin merkez üssünün Çukurhisar çevresinde olduğunu ortaya koymuştur ancak hangi fay üzerinde olduğundan bahsetmemektedir. 20 Şubat 1956 depremi muhtemelen Çukurhisar'ın güneyinde Oklupal-Turgutlar arasında uzanan segment (Şekil 1b) üzerinde meydana gelmiştir. Bu segment

boyunca taze fay yüzeyi yoktur ancak, Sarısu suyunun aktığı havzanın tabanı ile güneydeki yüksekliklerin kesiştiği yerde BKB-DGD doğrultusunda yüksekliği 1 m'ye varan ve süreklilik sunan topoğrafik farklılık vardır. Bu topoğrafik farklılığın muhtemelen faylanmanın bir sonucu olduğu düşünülmektedir. İnönü-Sultandere arasında tesbit edilen taze fay yüzeyleri kuzeye doğru eğimlidirler. Fay yüzeylerinin ortalama eğimleri 70° kabul edilirse Oklupal-Turgutlar arasındaki segment üzerinde meydana gelecek bir depremin merkez üssü Çukurhisar çevresinde olacaktır. Dolayısıyla bu verilerden 20 Şubat 1956 depreminin Oklupal-Turgutlar arasındaki segment üzerinde yüzey kırığı oluşturduğu anlaşılmaktadır.

Eskişehir fay zonu üzerinde deformasyon hızı düşüktür (Barka ve diğ. 1995) bu da büyük depremlerin tekrarlanma aralıklarının geniş olmasına neden olur. Eskişehir fay zonu birbirini takip eden geometrik segmentlerden oluşmuştur ve bir fay zonu oluşturan segmentler farklı zamanlarda kırılabilirler. Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında uzanan segmentlerinden her

ESKİŞEHİR FAY ZONUNUN NEOTEKTONİK AKTİVİTESİ



Şekil 9. (a) İnönü-Sultandere arasında tesbit edilen fay yüzeylerine ait gül diyagramı, (b) Doğrultu atımlı transtansiyonel fay zonundaki yapıların yüzey izlerini gösteren yatay kesit. F kıvrım, RF ters fay, NF normal fay, T tansiyon çatlakları, R ve R'Riedel shears, (Sanderson, and Marchini 1984).

Şekil 9. (a) Rose diagram of faults that observed between İnönü and Sultandere. (b) Horizontal view of structures that can develop within a transtensional fault zone. F fold, RF reverse fault, NF normal fault, T tension fissure, R and R'Riedel shears. (From Sanderson and Marchini 1984).

biri (Şekil 1b) potansiyel deprem riski oluşturmaktadır ancak, Turgutlar-Eskişehir arasında uzanan segment deprem riskinin en fazla olduğu segment olarak düşünülmektedir.

SONUÇLAR

BKB-DGD doğrultulu Eskişehir fay zonu sağ yönlü doğrultu atımlı normal bileşenli bir fay zonudur ve Sultandere ile İnönü arasında birbirini takip eden segmentler halinde uzanır. Fay zonunun Holosen ve Pleyistosen yaşlı birimleri kesmesi ve bu birimler içinde depolanma sırasında meydana gelmiş (syndepositional) yapıların bulunması faydaki aktivitenin devam ettiğini göster-

mektedir. Fay zonu üzerinde 20. yy da magnitudü 4 ve üzerinde ($M > 4$) çok sayıda deprem meydana gelmiştir ve 20 Şubat 1956 depremi ($M = 6.4$) bu yüzyılda meydana gelen en büyük depremdir. Bu deprem, muhtemelen Çukurhisar'ın güneyindeki BKB-DGD doğrultulu yaklaşık 10 km uzunluğundaki segment üzerinde meydana gelmiştir. Pleyistosen birimleri içinde görülen silt daykaları ve fay yüzeyleri önünde Holosen birimlerinin depolanmasının kesintiye uğraması bölgede Holosen döneminde (son 10 000 yıl içinde) en az 20 Şubat 1956 depremi büyüklüğünde birkaç depremin olduğunu göstermektedir.

Eskişehir ve İnönü havzalarının oluşmasında önemli rol oynayan Eskişehir fay zonu Sultandere ile İnönü arasında deprem potansiyeline sahip segmentlerden oluşur ve bu segmentlerden deprem riski en fazla olan Oklbal-Turgutlar arasında uzanan segmenttir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Osmangazi Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altunel, E. ve Hancock, P.L., 1993. Active fissuring faulting in Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. In: *Neotectonics and Active Faulting* (edited by Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. & Owen, LA.) *Zeitschrift Geomorphologie Supplementary Volume*, 94,285-302.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1995. The Isparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. *IESCA-1995 Proceedings*.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84-92.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967. *A catalog of Earthquake for Turkey and Surrounding Area* (11 A.D. to 1964 A.D.). ITU Faculty of Mining Engineering, Istanbul, Turkey.
- Gözler, M.Z., Cevher, F. ve Küçükyaman, A., 1984. Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları. *MTA Dergisi*, 103,40-54.
- Hibsch, C., Alvarado, A., Yepe, H., Perez, J.H. ve Sebrer, M., 1997. Holocene liquefaction and soft-sediment deformation in Quito (Ecuador): a paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. *Journal of Geodynamics*, 24,259-280.
- Jackson, J., 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 239-271.

- Jackson, J.A. ve McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, 93,45-73.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. JM. astr. Soc*, 30, 109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. Astr. Soc*, 55, 217-254.
- Michetti, A.M. ve Hancock, P.L., 1997. Paleoseismology: understanding past earthquakes using Quaternary geology. *Journ. of Geodynm.*, 24, 3-10.
- Munson, P.J., Munson, C.A. ve Pond, E.C., 1995. Paleoliquefaction evidence for a strong Holocene earthquake in south-central Indiana. *Geology*, 23, 325-328.
- Öcal, N., 1959. 20 Şubat 1956 Eskişehir zelzelesi'nin makro-ve mikrosismik etüdü. *İTÜ Sismoloji Enstitüsü Yayım*, 49 s.
- Reilinger, R., Oral, B., King, R., McClusky, S., Toksöz, N., Barka, A., Şahin, M., Özyaydm, D., Kınık, İ., Şanlı, t., Prilepin, M., Balassanian, S., Kotzev, V., Georgiev, I., Tealeb, A., Melzer, Y. ve Mencin, D., 1996,1996 GPS measurements in the Eastern Mediterranean and Caucasus. Fall Meeting 1996. G31A-08.
- Sanderson, J.D. and Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Struc. Geol.*, 6,449-458.
- Sibson, R.H., Moore, J. McM. and Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism. *Jour. Geol. Soc. London*, 131, 653-659.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y., 1981. *Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Katalogu* (M.Ö. 2100-M.S. 1900). TÜBİTAK yayınları.
- Stewart, I.S. ve Hancock, P.L., 1994. Neotectonics. in: *Continental Deformation* (Ed. by P.L. Hancock), Pergamon Press, Oxford, 370-409.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A. 1992. 1: 1 000 000 Türkiye diri fay haritası. MTA, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler, in: *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli* (Ed: by Erol, O. ve Oygür, V.), 59-71. *Türkiye Jeoloji Kurultayı-1982*.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (edited by Biddle, K.T. & Christie-Blick, N.). *Soc. of Eco. Paleo. and Min. Spec. Publ.*, 37, 227-264.

Makalenin geliş tarihi: 17.01.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 19.05.1998

Received January 17,1998

Accepted May 19,1998



Göynük Pb-Zn cevherleşmesinin (Yahyalı-Kayseri) kökeni *Genesis of the Göynük Pb-Zn mineralization (Yahyalı-Kayseri)*

Osman KOPTAGEL
Ahmet EFE
Fuat CEYHAN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

Öz

Göynük Pb-Zn cevherleşmesi Aladağlar yöresinde (Zamantı Pb-Zn provansı) Siyah Aladağ Napı içerisinde Üst Permian yaşlı kireçtaşları ile Alt-Orta Triyas yaşlı kayaların dokunağında yer almaktadır. Büyük oranda karbonatlaşmış olan cevherleşmenin parajenezinde simitsonit, serusit, anglezit, galenit, pirit, markazit, sfalerit, götit-lepidokrozit, kovellin, kalsit ve kuvars gibi mineraller yer almaktadır.

Cevher-yankayaç dokunağında mineralojik bakımdan herhangi bir farklılaşmanın bulunmaması, cevherleşmenin sinjenetik özellikler taşıması, cevherleşme yakınlarında köken olabilecek bir magmatik faaliyet (veya izi) gözlenmemesi, cevherleşmenin yankayaç konumundaki kireçtaşlarının Pb, Zn, Cu, Ni ve Co gibi elementler bakımından olağan kireçtaşı içeriğinden yüksek değerler sunması önemli bulgulardandır.

Bu verilere göre Göynük Pb-Zn cevherleşmesi Üst Permian-Alt-Orta Triyas zaman aralığında deniz suyundaki metal iyon konsantrasyonunun artması ile kimyasal çökelim şeklinde oluşmuş (ve daha sonra karbonatlaşmış) "Alpin tipi karbonat yankayaçlı Pb-Zn cevherleşmesi" özellikleri taşımaktadır.

Anahtar kelimeler: Göynük, Pb-Zn cevherleşmesi, Yahyalı-Kayseri

Abstract

Göynük Pb-Zn mineralization is situated in the contact of Lower-Middle Triassic rocks and Upper Permian limestones of Siyah Aladağ Nappe around Aladağ region (Zamantı Pb-Zn province). Paragenesis of mostly carbonated mineralization consist of smithsonite, cerussite, anglesite, galena, pyrite, marcasite, sphalerite, goethite-lepidocrocite, covellite, calcite and quartz-

Some of very important data, which ore-host rock contacts does not show any differences of mineralogical composition, ore body represent syngenetic characteristics, magmatic events (or trace's), an apt indicating origin of mineralization, are not seen close to area, host rock of ore, limestone, have higher value of Pb, Zn, Cu, Ni and Co than the average composition of limestone, get from field and also laboratory study.

From these data Göynük Pb-Zn mineralization appear as "Alpine type carbonate hosted Pb-Zn mineralization ". It is probably formed by chemical precipitation (and later on carbonatized) from seawater saturated in metal ions between Upper Permian-Lower-Middle Triassic.

Key words: Göynük, Pb-Zn mineralization, Yahyalı-Kayseri

GİRİŞ

Zamantı kurşun-çinko provansı olarak da adlandırılan, Aladağlar'ın en kuzey-kuzeydoğu kesiminde yer alan, Yahyalı (Kayseri) yöresindeki madencilik faaliyetleri çok eski tarihlere kadar uzanmaktadır. Yörede, madencilik faaliyetlerinin halen veya bir dönem sürdürüldüğü hemen hemen tüm işletmelerde rastlanılan ve yöresel tanımlamalarda "Roma" olarak adlandırılan ve kılavuz olarak yararlanılan eski galerilerin hangi dönemlerden kaldığı tam olarak bilinmemektedir. Orta Toros

Kuşağı karbonatlı kayaların kuzey-kuzeydoğu kesimini oluşturan Zamantı bölgesi gerek içerdiği çok sayıda kurşun-çinko cevherleşmesi gerekse de Kambriyen'den Pliyosen'e kadar çok geniş bir zaman aralığını temsil eden kayaç grupları ile uzun bir süredir araştırmacıların ilgisini çekmiş ve çekmeye devam etmektedir.

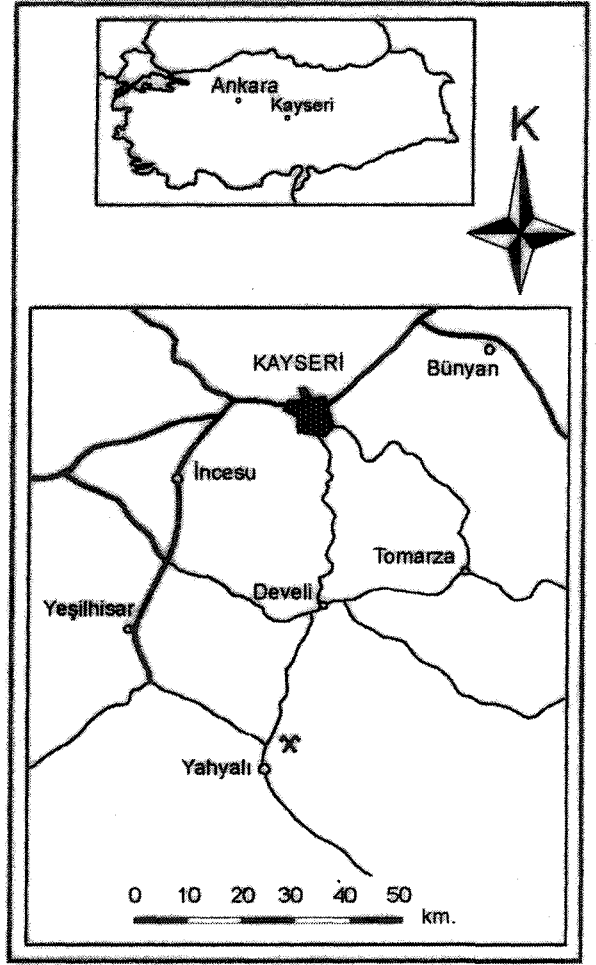
Aladağlar yöresinin jeolojik özelliklerine ilişkin çalışmalar çok eski tarihlere kadar uzanmasına karşın ilk sistemli ve detaylı çalışma Blumenthal (1952) tarafından yapılmıştır.

Blumenthal (1952)4 izleyen dönemden günümüze değin çok sayıda araştırmanın gerçekleştirildiği Aladağlar'ın Zaman ti provensi ve yakın dolayını kapsayan, çoğunlukla genel jeoloji amaçlı çalışmalardan en önemlileri Özgül (1976), Özgül ve diğ. (1973), Tekeli (1980), Tekeli ve diğ. (1984), Ulakoğlu (1984), Ayhan ve Lengeranlı (1986) tarafından gerçekleştirilmiştir. Zamantı provensindeki Pb-Zn cevherleşmelerinin dağılımı, jeolojik özellikleri, kökenleri ve değerlendirilmelerine ilişkin çalışmaların sayısı çok daha fazla olup, İmren (1965), Türkünal (1965), İskit (1967a ve 1967b), Metag-Stolberg (1971), Ayhan (1983 ve 1984), Ayhan ve diğ. (1984), Ayhan ve Erbay (1985), Ulakoğlu (1984), Lengeranlı (1986a ve 1986b), Tüzün (1985), Çevrim ve diğ. (1986)'nin çalışmaları önemli örneklerdendir.

Bu çalışma kapsamında, Zamantı provensi içerisinde yer alan Yahyalı İlçesinin (Kayseri) yaklaşık 8 km kuzeydoğusunda bulunan Göynük Karbonatlı Pb-Zn cevherleşmesi (Şekil 1) ele alınarak, cevher-yankayaç ilişkileri, cevher mikroskopisi ve yankayaç kimyası ışığında cevherleşmenin kökeni açıklanmaya çalışılmış ve yöredeki diğer oluşumlar ile karşılaştırması yapılarak Zamantı provensindeki Pb-Zn cevherleşmelerinin kökenlerine katkıda bulunulması amaçlanmıştır.

BÖLGESELJEOLOJİ

Türkiye'nin tektonik birlikleri sınıflamasında Torid'ler olarak tanımlanan birliğin (Ketin, 1966) orta kesiminde yer alan Zamantı provensi ve yakın çevresinde ilk detaylı çalışmayı gerçekleştiren Blumenthal (1952), yöredeki karbonatlı kayalardan Paleozoyik yaşlı olanlarını Siyah Aladağ, Mesozoyik yaşlı olanlarını da Beyaz Aladağ olarak tanımlamıştır. Özgül (1976) Toroslar'da Kambriyen-Tersiyer zaman aralığında çökelmiş kaya birimlerini stratigrafi, yapısal konum, kayaç türü ve metamorfizma derecesi gibi ayırtman özelliklerinden yararlanarak "Birlikler" (Bolkar Dağı, Aladağ, Geyik Dağı, Alanya, Bozkır ve Antalya) şeklinde ayırtmıştır. Yazar, bunlardan Bolkar Dağı, Aladağ, Geyik Dağı ve Alanya birliklerinin şelf türü karbonat ve kırıntılıları, diğerlerinin ise daha çok derin deniz çökellerini, bazik volkanitleri ve ofiyolitleri kapsadığını belirtmektedir. Özgül ve diğ. (1973) Yahyalı ilçesinin doğusunda, Tufanbeyli ve Saimbeyli arasında yaptıkları çalışmada Kambriyen'den Lütisiyen sonuna kadar yörede genellikle sıcak, litoral-sublitoral ortam koşullarının hakim olduğunu ve bölgenin duraysız bir şelf özelliği gösterdiğini belirtmektedirler. Aladağların yapısal evrimini



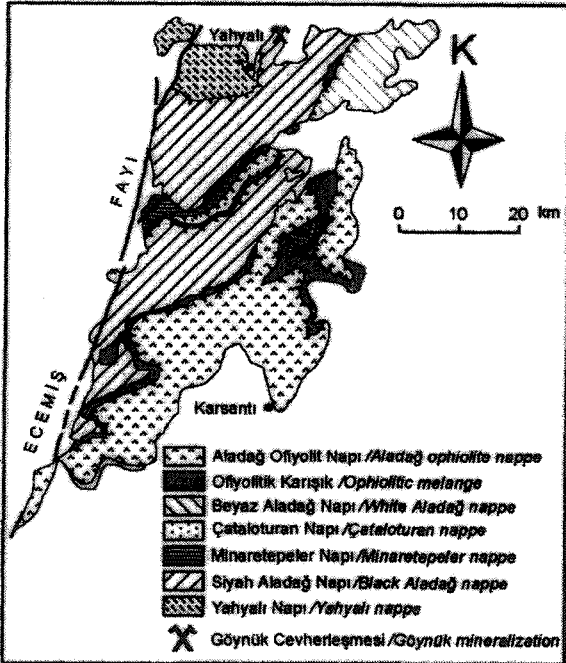
Şekil 1. Göynük cevherleşmesinin yer buldum haritası.
Figure 1. Location map of the Göynük mineralization.

irdeleyen Tekeli (1980) ile Tekeli ve diğ. (1984) yörede Üst Devoniyen-Alt Kretase yaş aralığında çökelmiş, çoğunlukla platform tipi karbonatlı kayaları içeren litolojileri, "Nap" dizini altında çeşitli gruplara (alttan üste doğru Yahyalı, Siyah Aladağ, Minaretepeler, Çataloturan, Beyaz Aladağ Napları ve Aladağ Ofiyolit Napı şeklinde) ayırmışlardır. Bu araştırmacılarca, bölgede, Üst Triyas-Alt Kretase zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı, Senoniyen'de kıta kenarının bozulması (blok faylanmaların gelişimi) ile ilk ofiyolitlerin yerleşimi ve Maestrihtiyen'de kıta kenarının naplanması şeklinde üç ayrı dönem ayrılmış olup, Orta Triyas yaşlı kireçtaşları içerisinde yer alan volkanik materyal ve pelajik seviyelerden yararlanarak Toros kuşağında riftleşmenin Orta Triyas'da başladığı belirtilmektedir. Ulakoğlu (1984) Yahyalı bölgesinde yaptığı çalışmada yöredeki litolojik birimleri Devoniyen öncesinden Pliyosen'e değin formasyon bazında ayırtlayarak incelemiştir. Yazar, bölge-

GÖYNÜK Pb-Zn CEVHERLEŞMESİNİN KÖKENİ

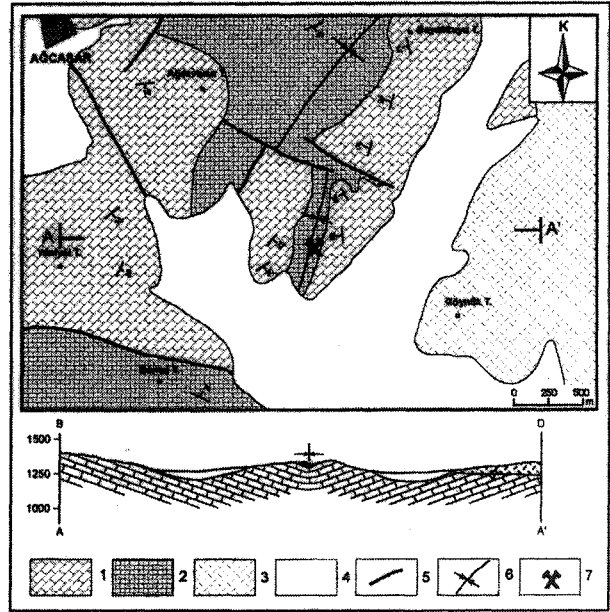
de Paleozoyik öncesinde pek derin olmayan bir denizin, Paleozoyik'te sığ bir denizin, Mesozoyik'te derin bir denizin ve Senozoyik'te ise sığ bir denizin etkisinden bahsetmektedir. Ayhan ve Lengeranlı (1986) Yahyalı ilçesinin batı-güneybatı kesiminde genişçe bir alanda (Aladağların orta ve kuzeyi) yaptıkları çalışmada Yahyalı, Siyah Aladağ ve Minaretepeler naplarının tektonostratigrafik özellikleri ile yöredeki ofiyolitli karışığı ve granitoid sokulumunu detaylıca incelemiştir.

Aladağlar yöresi ile ilgili çalışmaların büyük çoğunluğunda, araştırmacılar tarafından kabul gören Tekeli (1980) ile Tekeli ve diğ. (1984)'nin tektonostratigrafik sınıflamasındaki Nap dizinlerinin (Şekil 2) en altında Yahyalı Napı yer almaktadır. Bunapı Üst Devoniyen-Permian yaş aralığında, düşük dereceli metamorfizma izleri taşıyan, birimler oluşturmaktadır. Siyah Aladağ Napı ise Üst Devoniyen-Orta Triyas yaş aralığında, karbonatlı ve kırıntılı kayaçları içermektedir. Minaretepeler Napı; Üst Triyas yaşlı karbonatlı kayalardan, Çataloturan Napı; Alt Karbonifer ve Alt-Orta Triyas yaşlı karbonatlı kayaçlar ile ara seviyeleri oluşturan çeşitli litolojilerden, Beyaz Aladağ Napı ise Üst Triyas-Alt Jura yaşlı karbonatlı kayaçlardan oluşmaktadır. Tekeli ve diğ. (1984)'ne göre Aladağlarda Üst Paleozoyik boyunca sığ kıta içi basen, Triyas-Alt Kretase boyunca ise resif ve resif gerisi ortamı gelişimi söz konusudur.



Şekil 2. Aladağlar'ın yapısal haritası (Tekeli, 1980'den).
Figure 2. Structural map of the Aladağ Mountains (from Tekeli, 1980).

Göynük Pb-Zn cevherleşmesi, bölgede geniş bir yayılıma sahip olan ve ilk kez Blumenthal (1952) tarafından genel tanımlaması yapılan Siyah Aladağ Nap dizininin kuzey kesiminde yer almaktadır (Şekil 2). Cevherleşmenin yakın dolaylarında Siyah Aladağ Napma ait Üst Permian yaşlı kireçtaşları, bunlarla uyumlu olarak izlenen Alt-Orta Triyas yaşlı yer yer silttaşı, marn ve çamurtaşı seviyeleri içeren kireçtaşları ile bu litolojileri uyumsuz olarak örten genç volkanitler yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 3).



Şekil 3. Göynük cevherleşmesinin yakın çevresinin jeoloji haritası (Lengeranlı, 1986'dan).

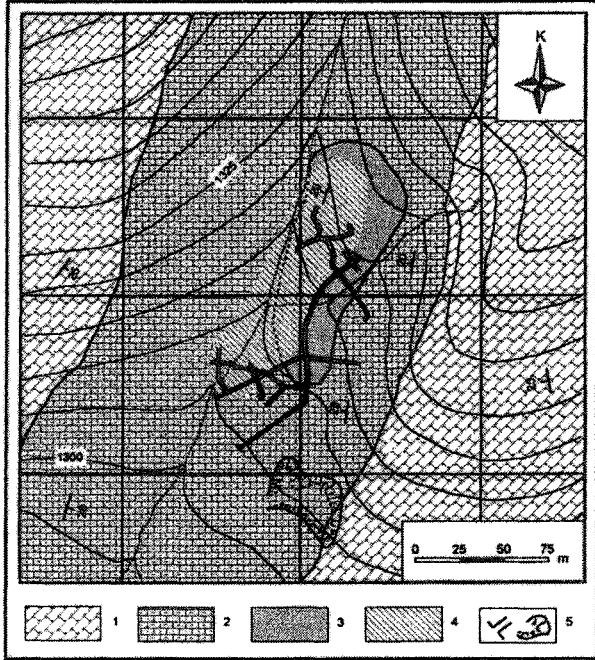
(1. Üst Permian kireçtaşları, 2. Alt-Orta Triyas kireçtaşları ve kırıntılılar, 3. Volkanitler, 4. Alüvyon, 5. Normal fay, 6. Senklijinal, 7. Cevherleşme)

Figure 3. Geology map of the Göynük mineralization (from Lengeranlı, 1986a).

(1. Upper Permian limestones, 2. Lower-Middle Triassic limestones and elastics, 3. Vulcanites, 4. Alluvium, 5. Normal fault, 6. Synclinal, 7. Mineralization).

MADEN JEOLJİSİ

Göynük Pb-Zn cevherleşmesinin yakın civarında esas olarak karbonatlı ve yer yer de kırıntılı kayaçlar ile tüfler yer almaktadır (Şekil 4). Bu kayaç gruplarından, gri-koyu gri kısmen siyaha yakın renkli, tabaka kalınlığı 10-80 cm arasında değişen ve taban seviyelerinde çört ara katkıları içeren, kısmen dolomitik özellikler taşıyan fosilli kireçtaşları Tekeli ve diğ. (1984) tarafından Siyah Aladağ, Ayhan ve Lengeranlı (1986) tarafından ise Zindandere Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Araştırmacıların fosil bulgularına göre bu kireçtaşları Üst Permian

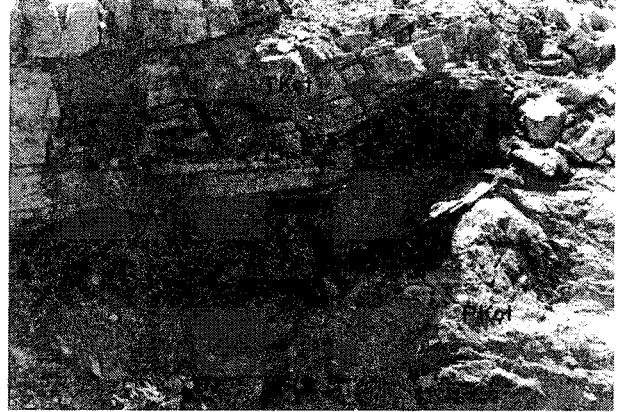


Şekil 4. Göynük cevherleşmesinin detay jeoloji haritası. (1. Üst Permiyen kireçtaşları, 2. Alt-Orta Triyas kireçtaşları ve kırıntılıları, 3. Tüf, 4. Cevherleşme, 5. Galeri ve yarma).
Figure 4. Detailed geological map of the Göynük mineralization.

(1. Upper Permian limestones, 2. Lower-Middle Triassic limestones and elastics, 3. Tuff, 4. Mineralization, 5. Gallery and trench).

yaşlıdır. Üst Permiyen kireçtaşlarının üzerinde yer alan ve hakim renk olarak kirli sarı yer yer de açık kahverengi tonları taşıyan marn, siltaşı ve kısmen de çamurtaşı seviyeleri içeren kireçtaşları ise Küçüksu Formasyonu (Tekeli ve diğ., 1984) ve Dişdöken Formasyonu (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) şeklinde adlandırılmış, araştırmacılarla fosil içeriğinden hareketle Alt-Orta Triyas yaşlı olarak tanımlanmıştır. Cevherleşme civarında bu birimlerin üzerinde, Erciyes volkanizmasının son ürünlerine ait türler yer almaktadır.

Göynük cevherleşmesinde madencilik faaliyetlerinin ne zaman yapılmaya başlandığı tam olarak bilinmemektedir. Ancak, yatak civarında hem küçük ölçekli yarmalar hem de bu yarmalardan hareketle sürülmüş eski ve yeni galeriler yer almaktadır. Cevherleşme yarmalarda ve halen işletme faaliyetlerinin sürdürüldüğü galerilerde detaylı olarak incelenmiştir. Cevher kütlesi dış şekil itibarıyla düzenli bir geometrik şekil sunmamaktadır. Kütle, Üst Permiyen yaşlı kireçtaşları ile Alt-Orta Triyas yaşlı litolojilerin dokunağında yer almaktadır (Şekil 5). Ana galeri girişinin güneydoğu kesiminde yer alan büyük yarmanın en güney ucunda çok iyi bir şekilde izle-



Şekil 5. Göynük cevherleşmesinde cevher-yankayaç dokunağı (PKçt: Üst Permiyen kireçtaşı, TKçt: Alt-Orta Triyas kireçtaşı, C: Cevherleşme).

Figure 5. Ore-host rock contacts of Göynük mineralization (PKçt: Upper Permian limestone, TKçt: Lower-Middle Triassic limestone, C: Mineralization).

nen bu özellik cevher üretim faaliyetinin halen sürdürüldüğü çeşitli katlarda da izlenebilmektedir. Cevherleşmede küçük ölçekli faylanmalar yer yer gözlenmekte olup bunlar cevherleşmenin oluşumundan sonra yöredeki naplanma olayları (ya da sonrası) ile ilişkili tektonik ürünlerdir. Stratiform özellikteki bu cevherleşmede cevher-yan kayaç dokunaklarında herhangi bir alterasyon izi gözlenmemiş olup cevherleşmede tektonizma kontrolü sözkonusu değildir. Sarı-kahverengi-kırmızı arasında değişen renk tonları gösteren, yan kayaç konumlan ile uyumlu laminal bir iç yapı sunan cevherleşmeyi, çoğunlukla, karbonatlı mineraller oluşturmaktadır. Karbonatlı minerallerin yanısıra cevherleşmede yankayaç konumları ile uyumlu olacak şekilde kalınlığı 1-2 mm ile 1-2 cm arasında değişen, zaman zaman 10-12 cm'ye ulaşan galenitli seviyeler de gözlenebilmektedir. Cevherleşmedeki yeraltı üretim faaliyetleri senkinal kanadına uyumlu bir şekilde batı-kuzeybatı yönünde dalımlı olarak sürdürülmektedir.

CEVHER MİKROSKOPİSİ

Göynük cevherleşmesinin mineral parajenezi ve mikro yapı-doku özelliklerinin incelenmesi amacıyla özellikle galerilerden kısmen de yarmalardan derlenen cevher örneklerinden parlatma blokları ve parlak kesitler hazırlanmış, ayrıca cevher örneklerinde mineral parajenezi saptanmasında kontrol amaçlı olarak XRD (X-Işınları Diffraktometresi) incelemeleri de gerçekleştirilmiştir.

Parlatma blok ve kesitlerinde gerçekleştirilen mikroskop incelemelerine göre cevherleşmenin parajenezi n-

GÖYNÜK Pb-Zn CEVHERLEŞMESİNİN KÖKENİ

de yer alan mineraller (bolluk sırasına göre) simitsonit, serusit-anglezit, galenit, götit-lepidokrozit, pirit, markazit, sfalerit, kovellin, kalsit, kuvars şeklinde saptanmıştır (Şekil 6). Parajenezde yer alan bu minerallerin çeşitli özellikleri aşağıdaki gibi sıralanabilir.

Mineral Adı (Mineral Name)	Birincil Mineraller (Primary Minerals)	İkincil Mineraller (Secondary Minerals)
Simitsonit (simitsonite)		
Serusit (cerussite)		
Galenit (galena)	_____	
Pirit (pyrite)	-----	
Markazit (marcasite)	-----	
Sfalerit (sphalerite)	-----	
Götüt (goethite)		-----
Lepidokrozit (lepidocrosite)		-----
Kovellin (covellite)	-----	
Kalsit (calcite)	-----	
Kuvars (quartz)	-----	

Şekil 6. Göynük Pb-Zn cevherleşmesindeki minerallerin parajenetik ilişkileri.

Figure 6. The mineralogical paragenetic relationships Göynük Pb-Zn mineralization.

Simitsonit ($ZnCO_3$): Göynük cevherleşmesinin parajenezinde en bol bulunan mineraldir. Işığı geçiren bir mineral olması nedeni ile cevher mikroskopisi incelemeleri sırasında XRD kontrollerine de başvurulmuştur. Hava ortamında kuvvetli bir anizotropiye sahiptir. Işığı geçirgen olduğu için bulutumsu-bulanık bir görünümde olup soluk şarılı-pembemsi bir refleksiyona sahiptir. Kristal tanecikleri birbirleri ile kenetli bir yapıya sahiptirler (Levha I/A). Değişen oranlarda olmakla birlikte yer yer sfalerit kalıntıları içermektedirler ve sfaleritlerin karbonatlaşması ile oluşmuşlardır.

Serusit ($PbCO_3$) - Anglezit ($PbSO_4$): Hem simitsonitlerle birlikte hem de galenitlerin kenar, çatlak ve dilinim düzlemleri ile ilişkili olarak gözlenmektedirler. Çoğunlukla, birlikte konsantrik büyümüş mineraller olarak izlenebildikleri gibi (Levha I/B) ayrı ayrı oluşumlar olarak da gözlenebilmektedirler (Levha I/C). Hem serusit hem de anglezit ışığı geçirdikleri için cevher mikroskopisi incelemelerinde XRD'den de yararlanılmıştır. Serusitin hava ortamında kuvvetli anizotropi ve gri tonlarda refleksiyon göstermesi buna karşın anglezitin izotrop olmasının yanısıra çok iyi parlatılabilmesi bu iki mineral arasındaki en önemli ayırtman kriterlerdendir. Korunmuş galenit kalıntıları da içeren bu mineraller galenitin karbonatlaşma ve sülfatlaşma ürünüdürler.

Galenit (PbS): Bazen oldukça korunmuş, bazen de kısmen serusit ve/veya anglezite dönüşmüş olarak izle-

nen bu mineral izotrop olup, tipik beyaz rengi ve üçgen şekilli kırıkları (Levha I/D) ile kolaylıkla tanınabilmektedir. Mineralin oluşumunu takip eden süreç içerisinde gelişen deformasyon etkileri üçgen şekilli kırıkların dalgalı dizilimi ile belirginleşmektedir. Galenitler yer yer korunmuş, yer yer de alterasyona uğramış pirit-markazit kapanımları da içermektedirler.

Götüt ($\alpha-Fe_2O_3, H_2O$) - Lepidokrozit ($\gamma-Fe_2O_3, H_2O$): Parajenezdeki demirli minerallerin bozunma ürünüdürler. Kuvvetli anizotropi ve refleksiyon göstermektedirler. Soluk kahvemsii renk tonları ile cevher mikroskopisi incelemelerinde birbirinden zor ayrılabilen bu minerallerden götüt, lepidokrozite göre gri renk tonunu daha fazla içermektedir. Parajenezde yer alan minerallerden pirit ve markazitlerin (pirit ve markazit kalıntılarının bu minerallerle ilişkisinden hareketle) kısmen veya tamamen bu iki minerale dönüştükleri gözlenmiştir.

Pirit (FeS_2): İzotrop oluşu, parajenezdeki minerallerle göre sertliğinin daha fazla olması nedeni ile röliyef oluşturması ve karakteristik ışık sarısı rengi ile kolaylıkla tanınabilen bir mineraldir. Göynük cevherleşmesinde korunmuş olanları çoğunlukla galenitlerle ilişkili olarak gözlenmiştir (Levha I/G). Yan öz şekilli veya öz şekilli kristaller halinde izlenebilmektedir. Kenar zonlarından itibaren götüt-lepidokrozit mineral grubuna dönüşümleri izlendiği gibi, tamamen bozunmuş, ilksel mineral sınırları ile tanınabilen piritlere de rastlanılmıştır.

Markazit (Fe_3S_4): İncelenen cevher örneklerinde kuvvetli anizotropisi ve refleksiyon pleokroyizması ile piritten kolaylıkla ayırt edilebilen bir mineraldir. Çoğunlukla götüt-lepidokrozit türü minerallere dönüşmüştür. Ancak yer yer korunmuş örneklerle de rastlanmaktadır (Levha I/F ve I/F). Korunmuş olan bu markazitler de pirit gibi galenitlerle ilişkili olarak izlenebilmektedir.

Sfalerit (ZnS): Orta derecede ışığı yansıtması, izotrop oluşu, gri-çok açık kahvemsii iç refleksiyonu ile kolaylıkla tanınabilen, iyi parlayan bir mineraldir. Simitsonitlerin yoğun olarak gözlendiği örneklerde, yer yer değişken boyutlarda (Levha I/G) ve/veya simitsonitler içinde korunmuş kalıntılar halinde (Levha I/H) izlenmektedirler.

Parajenezde yer alan diğer minerallerden olan kalsit ve kuvars ise parlak kesit incelemelerinde mineraller arası kesimlerde ve/veya çeşitli boşlukları doldurur konumda gözlenmişlerdir.

KAYAÇ KİMYASI

Cevherleşmenin yankayacı konumundaki kireçtaşlarında bazı elementlerin dağılımını incelemek amacı ile

Şekil 4 ve 5 de genel tanımlaması yapılan büyük yarmadaki Üst Permiyen ve Alt-Orta Triyas yaşlı kireçtaşlarından toplam 16 adet kayaç örneği alınmıştır. Bu kayaç örneklerinden örnek numaraları G-2 ile G-9a aralığında olanlar cevherleşmenin tavan kayacı konumundaki Alt-Orta Triyas yaşlı kireçtaşlarına, örnek numaraları G-11 ile G-18 aralığında olanlar ise cevherleşmenin taban kayacı konumundaki Üst Permiyen yaşlı kireçtaşlarına aittir. Üst Permiyen yaşlı kireçtaşlarına ait örnekler de cevher seviyesine olan uzaklıklarına göre iki ayrı gruba ayrılmışlardır. Bunlardan örnek numaraları G-11 ile G-14 aralığında olanları cevherleşmeye daha yakın seviyeleri, G-15 ile G-18 aralığında olanları ise cevherleşmeden daha uzak seviyeleri temsil etmektedir. Analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde kayaç grupları Tavan Kayaçlar (G-2 ile G-9a aralığı), Taban Kayaçların Üst Seviyesi (G-11 ile G-14 aralığı) ve Taban Kayaçların Alt Seviyesi (G-15 ile G-18 aralığı) olarak ele alınmışlardır.

Alınan kayaç örnekleri kırma-öğütme aşamasından sonra "Asit Atağı Yöntemi" ile çözülmüşler, Pb, Zn, Cu, Fe, Ni ve Co gibi elementlerin analizleri Atomik Absorbsiyon Spektrofotometresinde (AAS) gerçekleştirilmiştir. Analiz sonuçları ve analizi yapılan elementlerin kabuk ortalamaları (Clarke sayıları) ile kireçtaşlarındaki ortalama bollukları Çizelge 1'de görülmektedir. Çizelge incelendiğinde sedimanter kayaçlarda beklenen homojen sayılabilecek element dağılımının aksine heterojen bir dağılım görünmekle birlikte taban kayaçların alt seviyesi, taban kayaçların üst seviyesi ve tavan kayalar arasında aritmetik ortalama bazında Pb, Zn ve Fe bakımından belirgin, Cu, Ni ve Co (?) bakımından ise nispeten sınırlı olan farklılıkların bulunduğu görülmektedir. Bu elementlerden Zn ve Cu taban kayaçların üst seviyelerinde, Pb tavan kayaçlarda, Fe ve Ni ise taban kayaçların alt seviyelerinde yoğun olarak izlenmektedirler. Co'nun ise, genel anlamda, taban kayaçlarda biraz daha bol bulunduğundan bahsetmek olasıdır.

Analiz sonuçları söz konusu elementlerin Clarke sayıları ile karşılaştırıldığında taban kayaçların üst seviyeleri ile tavan kayaçların Pb ve Zn bakımından kabuk ortalamasına göre daha zengin oldukları gözlenmektedir (Çizelge 1). Benzer şekilde yankayaçlarda analizi yapılan elementlerin kireçtaşlarındaki ortalama bollukları ile karşılaştırıldığında, yankayaçlardaki Pb, Zn, Cu, Ni ve Co dağılımlarının kireçtaşlarındaki ortalama bolluklarına göre çok daha yüksek oranlarda bulunduğu gözlenmektedir.

Göynük Pb-Zn cevherleşmesinin yankayacı konumundaki kireçtaşlarında gözlenen bu elementler zengin-

Çizelge 1. Göynük cevherleşmesine ait yan kayaçların (G-2 ~ G-9a: Tavan Kayaçlar; G-11 ~ G-18 Taban Kayaçlar) bazı eser element içerikleri (ppm) (* Mason, 1966 ile Krauskopf, 1979; ** Mason, 1966 ile Rose ve diğ., 1979'dan derlenmiştir).

Table 1. Some trace element contents of host rocks (G-2 ~ G-9a: Upper Rocks; G-11 ~ G-18 Lower Rocks) of the Göynük mineralization (ppm) (summarized from * Mason, 1966 with Krauskopf, 1979; ** Mason, 1966 with Rose et al., 1979).

Örnek No (sample no)	Pb	Zn	Cu	Fe	Ni	Co
G-2	307,0	572,0	7,0	682,0	40,0	19,0
G-3	175,0	287,0	6,0	1193,0	43,0	19,0
G-4	353,0	183,0	8,0	1931,0	43,0	19,0
G-5	155,0	189,0	6,0	852,0	43,0	21,0
G-6	393,0	197,0	10,0	568,0	43,0	21,0
G-7	77,0	82,0	6,0	810,0	46,0	21,0
G-8	568,0	455,0	8,0	1193,0	40,0	21,0
G-9a	100,0	189,0	6,0	598,0	40,0	21,0
Ortalama (average)	268,0	270,5	7,1	953,4	42,2	20,2
Standart Sapma (standart deviation)	169,2	161,9	1,5	470,1	2,1	1,0
G-11	149,0	425,0	6,0	3593,0	46,0	22,0
G-12	198,0	408,0	6,0	4047,0	46,0	22,0
G-13	129,0	347,0	9,0	3422,0	46,0	22,0
G-14	186,0	322,0	10,0	3807,0	40,0	22,0
Ortalama (average)	165,5	375,5	7,8	3667,3	44,5	22,0
Standart Sapma (standart deviation)	32,0	48,9	2,1	296,6	3,0	0,0
G-15	57,0	41,0	7,0	8904,0	52,0	22,0
G-16	66,0	51,0	7,0	7544,0	52,0	22,0
G-17	54,0	29,0	7,0	8634,0	46,0	22,0
G-18	57,0	31,0	6,0	7171,0	52,0	22,0
Ortalama (average)	58,5	38,0	6,8	8038,3	50,5	22,0
Standart Sapma (standart deviation)	5,2	10,1	0,5	803,7	3,0	0,0
(*) Clarke	13,0	70,0	55,0	56000,0	75,0	25,0
(**) Kireçtaşlarındaki bollukları (abundance in limestone)	5,0 - 9,0	20,0 - 21,0	4,0 - 5,0	3800,0	20,0	0,1

leşmeler, ortalama değerlerden standart sapmaların negatif farklılıklarla gözönüne alındığında dahi değişmemekte, grupların hem kendi aralarındaki hem de kabuk ortalamaları ve kireçtaşlarındaki ortalama bolluk değerlendirmelerini değiştirmemektedir.

CEVHERLEŞMENİN OLUŞUMU

Bulgular

Göynük cevherleşmesinin kökeni tartışılmadan önce bu cevherleşmenin bazı önemli genel özellikleri şu şekilde sıralanabilir;

- Cevherleşme, Üst Permiyen yaşlı kireçtaşları ile Alt-Orta Triyas yaşlı kireçtaşlarının dokunağında gözlenmekte olup herhangi bir süreksizliğin kontrolünde gelişmemiş, sinjenetik bir oluşumdur.

- Cevher-yankayaç dokunağında herhangi bir mineralojik farklılaşım-dönüşüm-alterasyon gözlenmemiştir.

- Cevherleşmede, cevher mikroskopisi incelemelerine göre, ilksel mineralojik oluşum sülfürlü iken daha

GÖYNÜK Pb-Zn CEVHERLEŞMESİNİN KÖKENİ

sonradan gelişen süreçlerin etkisi altında sülfürlü mineraller karbonatlaşmış (\pm sülfatlaşmış)'lardır.

- Cevherleşme, yer yer karbonatlaşmadan korunmuş, kalınlığı 1-120 mm arasında değişen, yankayaç konumu ile uyumlu olacak şekilde yönelim gösteren galenit seviyeleri içermektedir.

- Cevherleşmede simitsonit ve serüsit-anglezit seviyeleri yankayaçlarla uyumlu laminasyonlar göstermektedirler.

- Cevherleşmenin parajenezinde yer alan mineral çeşitliliği pek fazla değildir ve parajenezde, markazit türü düşük oluşum sıcaklığının göstergesi olan mineral oluşumları gözlenmiştir.

- Cevherleşmenin stratigrafik olarak üst seviyeleri demir hidroksitli oluşumlarca daha zengindirler, derinlere doğru demir hidroksitler azalır.

- Yan kay açların Pb, Zn, Cu, Ni ve Co içerikleri bu elementlerin kireçtaşlarındaki ortalama bolluklarına göre hayli yüksektir.

- Cevherleşmenin yakın dolaylarında cevherleşmeye köken teşkil edebilecek herhangi bir magmatik faaliyet (veya izi) gözlenmemiştir.

Tartışma

Çok eski çağlardan bu yana cevher üretiminin sürdürüldüğü Zamantı provensindeki Pb-Zn cevherleşmelerinin kökenine ilişkin değişik araştırmacılarca çok sayıda inceleme yapılmıştır. Çalışmalarını çoğunlukla bölgesel bazda gerçekleştiren bu araştırmacıardan İmreh (1965)'e göre yöredeki cevherleşmeler olasılıkla Eosen yaşlı olup, kırık sistemlerine bağlı olarak hidrotermal süreçlerle gelişmişler, sülfürlü oluşumlar daha sonra karstlaşma etkisi altında kalmışlardır. Türkünal (1965) Yahyalı civarındaki cevherleşmelerin genelde hidrotermal kökenli olduğunu belirtmektedir. İksit (1967a ve 1967b) cevherleşmelerin tamamının hidrotermal olarak oluştuğunu, kaynağın da çok derinlerde bulunan bir batolitten kaynaklandığını belirtmektedir. Ulakoğlu (1984)'na göre yöredeki Pb-Zn cevherleşmeleri hidrotermal ve metasomatik jenezlerle magmatik faaliyetler sonucu oluşmuşlardır. Ayhan (1983 ve 1984); Ayhan ve diğ. (1984); Ayhan ve Erbay (1985)'a göre Aladağlardaki karbonat yankayaçlı Pb-Zn yataklarının birincil kökeni hidrotermal olup, cevherleşmeler Orta-Üst Tersiyer'de çok evreli karstlaşmaya uğrayarak karbonatlı cevherlere dönüşmüşlerdir. Tüzün (1985) Zamantı bölgesinde cevherleşmelerin genel olarak tektonikle kontrol edildiğini belirtmektedir. Çevrim ve diğ. (1986)'ne göre ise Aladağlar'daki cevherleşmeler herhangi bir stratigrafik seviye-

ya veya magmatik olaya bağlı olmayıp, Kretase'den sonra meydana gelen aşınma yüzeylerinde, özellikle kırık tektoniğinin yoğun olduğu yerlerdeki paleokarstlaşma ile ilgili olup, cevherleşmelerin birincil kökeni (oluşum şekli ve türü bu araştırmacılarca açıklanmamış olmakla birlikte) yöredeki diğer kayaç serilerinden veya ilkel cevherleşmelerden türetilmektedir. Lengeranlı (1986a ve 1986b)'ya göre yöredeki cevherleşmeler, Paleosen'den güncele kadar etkin olan karasal şartlar altında, yüzeysel yıkanma ile karstik köken teorisine göre oluşmuşlardır.

Doğrudan Göynük cevherleşmesi ile ilişkili olmakla birlikte bölgesel bazda cevherleşmelerin oluşumu ile ilişkili olarak araştırmacıların çoğunun ortak görüşü "hidrotermal" bir mekanizmaya dayanmaktadır. Ancak, bilindiği gibi sıcaklığı 50 ile 400°C aralığında bulunabilen sulu çözeltilerin tamamı hidrotermal oluşumlar olarak çok genel bir tanım içerisinde yorumlanmakta olup, sular magmatik, meteorik, denizsuyu, formasyon suyu (connate water) kökenli (ya da bunların birbirleri ile karışımından) olabilmektedirler. Dolayısıyla, hidrotermal ifadesi ilk aşamada sadece sıcak sulu bir çözelti tanımlamakta olup kökeni ve/veya oluşum mekanizmasını tam olarak açıklayamamakta, bunun için de çeşitli arazi ve laboratuvar verilerine ihtiyaç duyulmaktadır.

Göynük Pb-Zn cevherleşmesinde gerçekleştirilen arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen bulgulara göre; cevherleşmenin yakın dolaylarında herhangi bir magmatik faaliyet ve/veya sıcak sokulum kayaçları-kireçtaşı dokumalarında sözkonusu olan mineral parajenezleri/alterasyon zonları gözlenmemiştir. Bunun yanı sıra cevherleşmenin yankayaçlar ile uyumlu sinjenetik bir oluşum olması, mineral parajenezinin yüksek oluşum sıcaklıklarının aksine zayıf (yeknasak) bir parajenez sunması, düşük oluşum sıcaklığının göstergesi olarak yorumlanabilecek minerallerden markazit içeriği, kalınlığı 1-120 mm arasında değişen ve yankayaç konumu ile uyumlu olacak şekilde yönelim gösteren galenit seviyelerinin varlığı, cevherleşmenin yankayaçlar ile uyumlu lamine iç yapısı, yankayaçların Pb, Zn, Cu, Ni ve Co içeriklerinin bu elementlerin kireçtaşlarındaki ortalama bolluklarına göre hayli yüksek olması, genel anlamda, cevherleşmenin bir magmatik aktiviteden ziyade daha farklı bir jeolojik ortamın ürünü olduğunu düşündürmektedir.

Bu bulguların ve literatür bilgilerinin ışığında Göynük Pb-Zn cevherleşmesi Sangster (1976) tarafından genel tanımlaması yapılan "karbonat yankayaçlı bir Pb-Zn" cevherleşmesidir. Araştırmacıya göre bir magmatik faaliyet ile doğrudan ilişkisi olmayan veya bağlantısı

gözlenemeyen, karbonatlı kayaçlar içerisinde yer alan ve çoğunlukla provensler oluşturan Pb-Zn cevherleşmeleri bu "tür" tanımlaması içerisinde dahil edilmektedirler. Sangter (1976) tarafından bu tip cevherleşmeler oluşum ortamları, yataklanma şekli ve cevher-yankayaç zaman-sal ilişkisinden hareketli Mississippi Vadisi (riftlerle ilişkili, epijenetik ve stratabound), Alpin (resiflerle ilişkili, sinjenetik ve stratiform) ve İrlanda Tipi (derin faylarla ilişkili) olarak üç ana gruba ayrılmaktadır.

Göynük Pb-Zn cevherleşmesi yukarıda sıralanan özellikler itibarı ile tipik bir "Alpin Tipi Karbonat Yankayaçlı Pb-Zn cevherleşmesi" olup oluşumunu takip eden zaman süreci içerisinde karbonatlaşmıştır. Göynük cevherleşmesinin yankayaç konumundaki kireçtaşlarının özellikle taban kayaçların alt seviyesinden ziyade üst seviyelerinin ve tavan kayaçların Pb-Zn bakımından olağan değerlere göre hayli zengin olmaları cevherleşme ile bu yankayaçların aynı metal zenginleşmesinden etkilendiklerini düşündürmektedir. Cevherleşmelerin oluşumunu ve yankayaçlardaki Pb-Zn bolluğunu sağlayan metal iyon getirmesi olasılıkla, Akdeniz yöresindeki yapısal gelişimle ilgili olarak sağlanmış olmalıdır. Akdeniz yöresinde D'Argenito ve Alverez (1980: Sawkins, 1984'den)'e göre Alt Triyas'da, Tekeli (1980), Şengör ve Yılmaz (1983) ile Tekeli ve diğ. (1984)'ne göre ise Orta Triyas'da sözkonusu olan riftleşme başlangıcı sırasında (kıtasal kabuğun kırılmasının ilk evrelerinde) ya da riftleşmenin öncel/ilksel aşamalarında, Alt-Orta Triyas öncesinde ilk kırılmaları takip eden süreç içerisinde derinlere sızan suların, ısınıp tekrar yükselirken derinlerdeki malzemelerden metalleri çözüp deniz suyunu bu metallerce zenginleştirilmeleri (deniz suyunda metal iyon konsantrasyonunun artması), köken mekanizması olarak düşünülebilecek gelişimlerdir.

Metallerce yeterli konsantrasyona ulaşan deniz suyundan itibaren öncelikle indirgen koşullar altında sfalerit ve galenit gibi sülfürlü cevher mineralleri oluşmuştur. Ancak daha sonraları cevherleşmenin ya naplanma faaliyetleri ile bölgeye yerleşimden önce ya da naplanma sonrasında ortam koşullarının değişimi ile sülfürlü oluşumlar yükseltgen koşullar altında karbonatlaşmış/sülfatlaşmışlardır.

Gerek ortamsal özellik değişiklikleri gerekse bütün yörede yaygın olarak gelişen karstlaşma olayları, bölgesel anlamda, cevherleşmelerde yeniden çözülme/parçalanma-taşınma ve uygun yerlerde (fay zonları, karst boşlukları vb gibi) yeniden depolanma süreçlerinin gelişimini sağlamıştır. Bunun sonucunda da Göynük Cevherleşmesi gibi pek nadir sayıdaki cevherleşme ilksel durumlarını/konumlarını kısmen de olsa koruyabilmiş, diğer cevherleşmelerin büyük çoğunluğu ise ilksel ko-

numlarını yitirmiş oluşumlar şeklinedirler. Göynük Pb-Zn cevherleşmesinden hareketle, yöredeki benzer yankayaçlı oluşumların (şu andaki konumları nasıl olursa olsun) Akdeniz yöresindeki kıtasal kabuğun riftleşmesinin erken evresinin birer ürünü oldukları ancak daha sonra bazı değişimlere uğradıkları düşünülebilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, saha çalışmaları sırasındaki yardımları için Sayın Suat KÖYLÜOĞLU'na (Havadan Yöresi Madencilik AŞ, Develi-Kayseri) ve şirket çalışanlarına, kimyasal analizleri titizlikle yapan MİPJAL (Cumhuriyet Univ., Jeoloji Müh. Böl., Mineraloji-Petrografi-Jeokimya Araştırma Lab.) elemanlarına teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayhan, A., 1983, Aladağ (Yahyalı-Çamardı) Yöresi Karbonatlı Çinko-Kurşun Yatakları. TJK Bülteni, 26/2,107-116.
- Ayhan, A., 1984, Genetic Comparison of Lead-Zinc Deposits of Central Taurus: Int. Symp. on the Geology of the Taurus Belt, Ankara-Turkey, Proceedings (Ed: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C.), 335-342.
- Ayhan, A., Lengeranlı, Y., Çeltik, N. ve Aksoy, E., 1984, Aladağlar (Batı Zamantı) Yöresi (Yahyalı-Çamardı) Jeolojisi ve Kurşun-Çinko Etüdü. MTA Raporu, No: 7501,139 s, Ankara (yayınlanmamış).
- Ayhan, A. ve Erbay, M., 1985, Batı Zamantı (Aladağlar-Yahyalı) Karbonatlı Kurşun-Çinko Yataklarının Jeokimyasal Prospeksiyonu. MTA Dergisi, 105/106,75-84.
- Ayhan, A. ve Lengeranlı, Y., 1986, Yahyah-Demirkazık (Aladağlar Yöresi) Arasının Tektonostratigrafik Özellikleri. Jeoloji Müh. Dergisi, 27, 31-45.
- Blumenthal, M.M., 1952, Toroslarda Yüksek Aladağ Silsilesinin Coğrafyası, Stratigrafisi ve Tektoniği Hakkında Yeni Etüdü. MTA Yay., Seri D, No: 6,136 s.
- Çevrim, M., Echle, W. ve Friedrich, G., 1986, Aladağlarda Paleokarstlaşmaya Bağlı Pb-Zn Mineralizasyonu. TJK Bülteni, 29/1,27-42.
- İmreh, L., 1965, Zamantı Metal Cevherleşmesi Bölgenin Kurşun-Çinko Mineralizasyonları. MTA Dergisi, 65, 85-108.
- İskit, M., 1967a, Zamantı Bölgesi-Denizovası-Süleymanfakılı Ara Kesiminin Jeolojik Etüdü (Kayseri). MTA Raporu, No: 3853,20 s, Ankara, (yayınlanmamış).
- İskit, M., 1967b, Aladağ-Yahyalı Kurşun Çinko Zuhurları ve Civar Sahrelerin Jeolojik Etüdü. MTA Raporu, No: 4348,21 s., Ankara, (yayınlanmamış).
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. MTA Dergisi, 66, 20-34.
- Krauskopf, K.B., 1979, Introduction to Geochemistry. McGraw Hill Co., Tokyo, 617 p.

GÖYNÜK Pb-Zn CEVHERLEŞMESİNİN KÖKENİ

- Lengeranlı, Y., 1986a. Yahyalı (Kayseri) Doğusu ile Hoşca-Çataloluk (Kayseri-Develi) Köyleri Güneyinin Jeolojisi ve Kurşun-Çinko Cevherleşmeleri Etüd Raporu. MTA Raporu, No: 8026,125 s, Ankara, (yayınlanmamış).
- Lengeranlı, Y., 1986b, Yahyalı (Kayseri) Doğusunda Çinko-Kurşun Bulunduran Mesozoyik Karbonatlarının Jeolojisi. A.Ü. Fen Bil. Enst. Yük. Lisans Tezi, 51 s, (yayınlanmamış).
- Mason, B., 1966, Principles of Geochemistry. John Wiley and Sons Inc., New York, Third Ed., 329 p.
- Metag-Stolberg., 1971, Zamantı Kurşun-Çinko Projesi Nihai Raporu. DPT Müst. Raporu, 191 s. (yayınlanmamış).
- Özgül, N., 1976 Toroslar'ın Bazı Temel Jeoloji Özellikleri. TJK Bülteni, 19/1,65-78.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, E., Bingöl, L., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyli Dolayının Kambriyen ve Tersiyer Kayaları. TJK Bült., 16/1, 82-100.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. and Webb, J.S., 1979. Geochemistry in Mineral Exploration. Acad. Press Inc., London, 635 p.
- Sangster, D.F., 1976, Carbonate-hosted lead-zinc deposits. In: Wolf K.H. (ed) Handbook of Stratabound and Stratiform Deposits, 6,447-456.
- Sawkins, F.J., 1984, Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 325 p.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetisin Evrimi. Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. TJK Yerb. Özel Dizisi No: 1,75 s.
- Tekeli, O., 1980, Toroslarda, Aladağların Yapısal Evrimi. TJK Bülteni, 23/1,11-14.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B.M. and Işık, A., 1984, Geology of the Aladağ Mountains: Int. Symp. on the Geology of the Taurus Belt, Ankara-Turkey, Proceedings (Ed: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C.), 143-158.
- Türkunal, S., 1965, Yahyalı Kazasının Güney ve Kuzeydoğu Dolaylarının Jeolojisi ve İlgili Sahanın İçinde ve Dışında Bulunan Galen ve Simitsonit Mineralizasyonu Hakkında Rapor. MTA Raporu, No: 3650, 39 s., Ankara, (yayınlanmamış).
- Tüzün, D., 1985, Zamantı Yöresi Pb-Zn Aramaları Projesi. MTA Raporu, No: 7766, 28 s, Ankara (yayınlanmamış).
- Ulakoğlu, S., 1984, Aladağlarda Yahyalı (Kayseri) Bölgesinin Jeolojisi. İÜ Yerbilimleri Derg., 4/1-2, 1-44,

LEVHA I

PLATE I

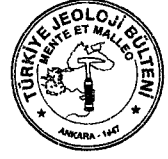
- A. Mozaik dokulu simitsonitlerden (Sm) bir görünüm (parlatma, hava ortamı, tek nikol)
- A. A view of the mosaic textures of smithsonite (Sm) (polished surface, air, single nicol)
- B. Galenitlerde (Ga) kolloform serusit-anglezit oluşumları (parlatma, hava ortamı, tek nikol)
- B. Colloform cerussite-anglesite occurrences in galena (Ga) (polished surface, air, single nicol)
- C. Simitsonit (Sm) içinde galenit (Ga) kalıntıları içeren serusit (Se) kristali (parlatma, hava ortamı, tek nikol)
- C. Galena (Ga) relicts bearing cerussite (Se) crystal in smithsonite (Sm) (polished surface, air, single nicol)
- D. Üçgen şekilli dilinim kırıkları içeren galenit (parlatma, hava ortamı, tek nikol)
- D. Triangular shaped cleavage cracks in galena (polished surface, air, single nicol)
- E. Galenit (Ga) içinde pirit (Py) (parlatma, hava ortamı, tek nikol)
- E. Pyrite (Py) in galena (Ga) (polished surface, air, single nicol)
- F. Markazitlerden (Ma) bir görünüm (parlatma, hava ortamı, tek nikol)
- F. A View of marcasite (Ma) (polished surface, air, single nicol)
- G. Serusit (Se), markazit (Ma) ve sfalerit (Sf) beraberliği (parlatma, hava ortamı, tek nikol)
- G. Cerussite (Se), marcasite (Ma) and sphalerite (Sf) (polished surface, air, single nicol)
- H. Sfalerit (Sf) kalıntıları içeren simitsonitler (Sm) (parlatma, hava ortamı, tek nikol)
- H. Sphalerite (Sf) relicts in smithsonite (Sm) (polished surface, air, single nicol)

Makalenin geliş tarihi: 07.02.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 23.05.1998

Received February 07,1998

Accepted May 23,1998



Batı Pontidler'in Paleosen-Eosen bentik foraminifer toplulukları*

Paleocene-Eocene benthic foraminifera assemblages in the Western Pontids

Nazire ÖZGEN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

Öz

Bu çalışmada, Batı Pontidler'in Paleosen-Eosen yaşlı yüzleklerinde saptanan bentik foraminifer topluluğunda stratigrafik açıdan önemli bazı türler (*Cuvillierina sireli* İnan, *Kathina seheri* Smout, *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* Schwager, *Alveolina corbarica* Hottinger, *Alveolina minervensis* Hottinger, *Alveolina ilerdensis* Hottinger, *Assilina placentula* (Deshayes), *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *Assilina exponens* (Sowerby), *Discocyclina scalaris* (Schlumberger) ile Türkiye'deki varlıkları ilk kez bu çalışmayla ortaya konan türlerin (*Alveolina cuspidata* Drobne, *Opertorbitolites transitorius* Hottinger, *Opertorbitolites latimarginalis* Lehmann, *Miscellanea minuta* Rahaghi, *Discocyclina fortisi fortisi* (d' Archiac), *Discocyclina archiaci* (Schlumberger) *bartholomei* (Schlumberger), *Orbitoclypeus ramaraoui* (Samanta), *Orbitoclypeus ramaraoui ramaraoui* (Samanta), *Orbitoclypeus ramaraoui* (Samanta) *crimensis* Less, *Nemkovella strophiolata strophiolata* (Gümbel), *Asterocyclina stella* (Gümbel) *taramellii* (Munier & Chalmas) sistematik tanımları yapılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Batı Pontid, Bentik foraminifer, Paleosen, Eosen, Sistematik tanımlama.

Abstract

This study covers the systematic descriptions of two groups which have been found in the benthic foraminifera assemblage of the Paleocene/Eocene aged outcrops in the Western Pontids. The first group constitutes some stratigraphically significant species (*Cuvillierina sireli* İnan, *Kathina selveri* Smout, *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* Schwager, *Alveolina corbarica* Hottinger, *Alveolina minervensis* Hottinger, *Alveolina ilerdensis* Hottinger, *Assilina placentula* (Deshayes), *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *Assilina exponens* (Sowerby), *Discocyclina scalaris* (Schlumberger) and the second group contains species (*Alveolina cuspidata* Drobne, *Opertorbitolites transitorius* Hottinger, *Opertorbitolites latimarginalis* Lehmann, *Miscellanea minuta* Rahaghi, *Discocyclina fortisi fortisi* (d' Archiac), *Discocyclina archiaci* (Schlumberger) *bartholomei* (Schlumberger), *Orbitoclypeus ramaraoui* (Samanta), *Orbitoclypeus ramaraoui ramaraoui* (Samanta), *Orbitoclypeus ramaraoui* (Samanta) *crimensis* Less, *Nemkovella strophiolata strophiolata* (Gümbel), *Asterocyclina stella* (Gümbel) *taramellii* (Munier & Chalmas) whose existence in Turkey has firstly been established.

Key words: Benthic foraminifera, Western Pontids, Paleocene, Eocene, Systematic description.

GİRİŞ

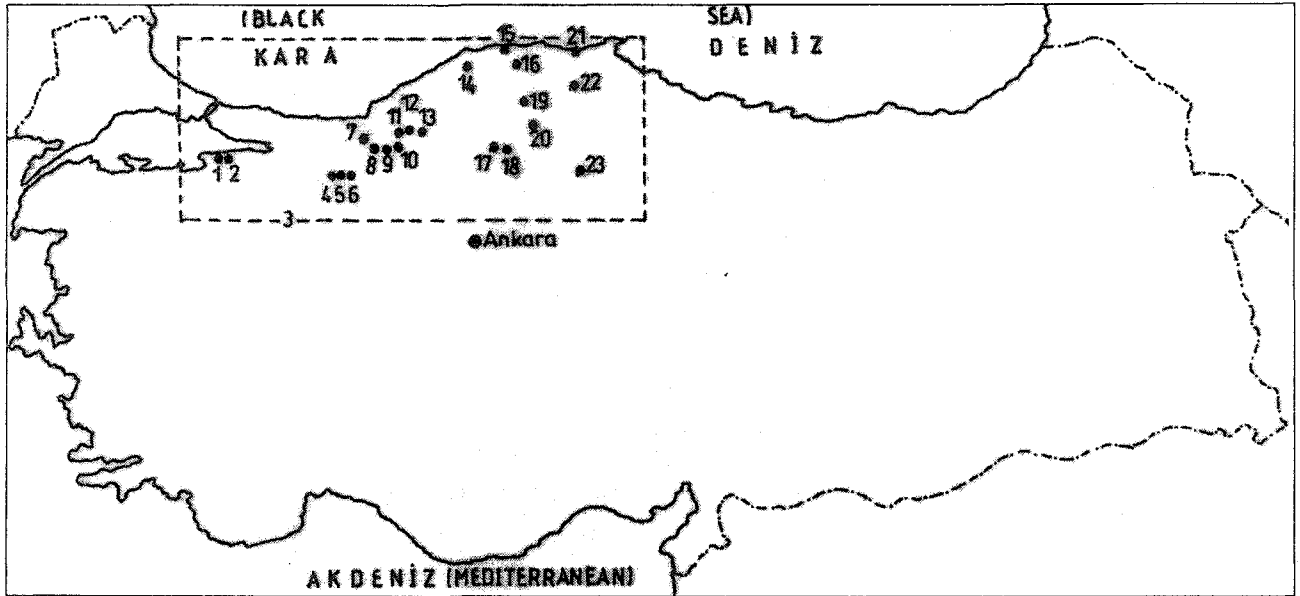
Batı Pontid'lerde, Paleosen-Eosen yüzlekleri; kuzeyde Kocaeli'den Bartın'a; bu hattın güneyinde Bolu dağlarından Taşköprü'ye (Kastamonu); daha güneyde ise, Gerede'den Tosya'ya ve güneybatıda Armutlu Yarımadası'ndan Mudurnu'ya kadar yaklaşık D-B doğrultusunda geniş alanlarda gözlenir. Ayrıca, Cide, Daday ve Küre-Seydiler bölgesinde de dağınık yüzlekler halinde bulunur (Şekil 1). Bu yüzleklerde Paleosen yaşlı birimler, genellikle sığ denizel fasiyeste gelişmiş kireçtaşları, Eo-

sen yaşlı birimler ise, kumlu, killi, çörtlü kireçtaşları, kilaşı ve marnlar ile temsil edilmişlerdir.

BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUKLARI

Batı Pontid'lerin Daniyen yaşlı düzeyleri; *İdalina sinjarica* Grimsdale, *Mississippina binkhorsti* (Reuss) (Levha III, Şekil 8), *Laffitteina erki* (Sirel), *Rotalia pe-rovalis* Terquem, *Planorbulina sp.*, *Eponides sp.*, *Anomalina sp.*, Tanesiyen yaşlı düzeyleri, *İdalina sinjarica* Grimsdale, *Lacazina cf. blumenthali* Reichel & Sigal,

* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.



- | | | | |
|----------|--|----------|---|
| 1. (Aç) | Aktoprak Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 12. (Hg) | Hacıgüzel Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 2. (K) | Kokarca Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 13. (Çu) | Çukurca-Mengen Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 3. (Ky) | Kayaboğazi Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 14. (Sb) | Safranbolu Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 4. (Ş) | Şirinlerdere Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 15. (Gc) | Cide Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 5. (Go) | Gökviran Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 16. (Be) | Benli Mahallesi Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 6. (G) | Gelinözü Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 17. (Ks) | Küre-Seydiler Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 7. (S) | Yığılca Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 18. (İa) | Alparslan Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 8. (Ta) | Akçaalan Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 19. (İn) | İnözü Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 9. (Dm) | Demirciler Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 20. (Ah) | Ahmetoğlu Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 10. (Çö) | Çölmekçiler Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 21. (A) | Abana Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| 11. (Ak) | Aynkaya Ölçülü Stratigrafi Kesiti | 22. (Gr) | Germeç Havzası Ölçülü Stratigrafi Kesiti |
| | | 23. (Ç) | Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti |

Şekil 1. Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası.

Figure 1. The Location Map of Studied Area.

Mississippina binkhorsti (Reuss), *Laffitteina erki* (Sirel), *Cuvillierina sireli* İnan, *Rotalia perovalis* Terquem, *R. trochidiformis* (Lamarck), *Kathina seheri* Smout, *K. major* Smout, *K. subspherica* Sirel, *Gypsina Hnearis* (Hanzawa), *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Miscellanea primitiva* Rahaghi, *M. minuta* Rahaghi, *Discocyclina seunesi* Douville, *Assilina sp.*; **İlerdiyen yaşlı** düzeyleri, *İdalina sinjarica* Grimsdale, *Lacazina cf. blumenthali* Reichel & Sigal, *Alveolina (Glomalveolina) subtilis* Hottinger, *Â. (Glomalveolina) lepidula* Schwager, *A. ellipsoidalis* Shwager, *A. moussoulensis* Hottinger, *A. aragonensis* Hottinger, *A. corbarica* Hottinger, *A. minervensis* Hottinger, *A. ilerdensis* Hottinger, *Orbitolites complanatus* Lamarck (Levha III, Şekil 9), *Operorbitalites latimarginalis* Lehmann, *O. transitorius* Hottinger, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Gypsina linearis* (Hanzawa), *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Nummulites minervensis* Schaub, *Discocyclina scalaris*

(Schlumberger), *Orbitolypeus ramaraoi* (Samanta), *O. ramaraoi ramaraoi* (Samanta), *Asterocyclina stella* (Gümbel) *taramellii* (Munier & Chalmas); **Küziyen** yaşlı düzeyleri, *Alveolina cuspidata* Drobne, *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Eorupertia magna* (Le Calvez), *Lockhartia haimei* (Davies), *Assilina placentula* (Deshayes), *A. cuvillieri* Schaub, *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *N. cf. planulatus* (Lamarck), *N. cf. uranensis* de la Harpe, *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), *D. archiaci archiaci* (Schlumberger), *D. fortisi fortisi* (d' Archiac), *D. archiaci* (Schlumberger) *bartholomei* (Schlumberger), *Orbitolypeus ramaraoi* (Samanta), *O. ramaraoi* (Samanta) *crimensis* Less, *Asterocyclina stella* (Gümbel) *taramellii* (Munier & Chalmas) ve **Lütesiye yaşlı düzeyleri** ise; *Asterigerina rotula* (Kaufmann), *Eorupertia magna* (Le Calvez), *Fabiania cassis* (Oppenheim) (Levha III, Şekil 11), *Orbitolites complanatus* Lamarck, *Gypsina*

BATI PONTİDLER'İN PALEOSEN-EOSEN BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUKLARI

marianensis Hanzawa (Levha III, Şekil 10), *Sphaerogypsina globulus* (Reuss), *Lockhartia haimeii* (Davies), *L. huntii* Ovey, *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites müleciput* Boubee, *IV. perforates* (de Montfort), *N. aturicus* Joly & Leymerie, *IV. cf. uranensis* de la Harpe, *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), *D. archiaci* (Schlumberger) *bartholomei* (Schlumberger), *Orbitoclypeus ramaraoui* (Samanta) *crimensis* Less. *Netkovella strophiolata strophiolata* (Gümbel), *Asterocyclina stella* (Gümbel) *taramellii* (Munier & Chalmas) bentik foraminifer toplulukları ile temsil edilmiştir. (Özgen, 1997). Bu çalışmada, sadece stratigrafik açıdan önemli bazı türler ve Türkiye'de daha önce saptanmamış türlerin sistematik tanımlamaları verilmiştir.

SİSTEMATİK TANIMLAMALAR

Sistematik sınıflamada, Loeblich ve Tappan, 1988 sistematik sınıflaması esas alınmıştır.

Dal : Protozoa Goldfus, 1817

Alt Dal : Sarcodina Schmarda, 1871

Sınıf: Rhizopoda Von Siebold, 1845

Takını : Foraminiferida Eichwald, 1830

Üst Familya : Alveolinacea Ehrenberg, 1839

Familya : Alveolinidae Ehrenberg, 1839

Cins : *Glomalveolina* Hottinger, 1962

Tür: *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* Schwager, 1883 (Levha I, Şekil 1,2)

1883 *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* v. *typus Alveolina ellipsoidalis* Schwager, s.98, lev.25, şek.3a-g.

1992 *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* Schwager, Eichenseer ve Luterbacher, lev. 29, şek. 1-3.

Tanımlama: Kavkı oval şekilli, aksel çap 0.450-1.725 mm, ekvatoryal çap 0.325-1.350 mm ve uzama indisi 1.1-1.4 tür. Tur sayısı 4-12 olup, 1.250 mm'lik çapa sahip bir bireyde 8 tur sayılmıştır. İlk loca çapı 25-125 /*'dur. Taban tabakası belirgin bir aksel kalınlaşma gösteremez. En dış locada 25-30 locacık sayılmıştır. Locacıklar ilk turlarda dairesel, son turlarda oval kesitler verirler. Locacıkların genişliği merkezde 20 *µ*, çevrede 35 *µ*, yükseklikleri ise merkezde 25 *µ*, çevrede 50 *µ*'dur.

Stratigrafik Düzey: Alt-Orta İlerdiyen.

Bulunduğu Yer: Çibanköy (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Cins : *Alveolina* d'Orbigny, 1826

Tür: *Alveolina corbarica* Hottinger, 1960

(Levha I, Şekil 3)

1960 *Alveolina corbarica* n.sp., Hottinger, lev. II., şek. 20-24, şek. 6a, 35 c.

1976 *Alveolina corbarica* Hottinger, Sirel, lev. V, şek. 1,2.

Tanımlama: Kavkı, kutuplarda yuvarlaklaşmış fusiiform şekilli, aksel çap 2.375-6.255 mm, ekvatoryal çap 1.175-3.075 mm, uzama indisi ise 1.5-2.0'dir. Tur sayısı 5-14'tür. 4.250 mm'lik aksel çapa sahip bir bireyde 14 tur sayılmıştır. İlk loca çapı ortalama 150 *µ*'dur. Taban tabakasının aksel kalınlaşması ilk iki turda gözlenemezken, daha sonraki turlarda dereceli olarak artar. Taban tabakasının aksel kalınlaşması 3. turda 50 *µ* iken, son turda 135 /*'a ulaşır. Taban tabakası ilk turlarda belirgin bir kalınlaşma göstermez. 5. turda 6 *µ* olan kalınlık, son turda 25 *µ* ulaşır. Locacıklar küçük ve sık olup, genişlik ve yükseklikleri merkezde eşittir. Çevrede ise yükseklikleri genişliklerinin 3 katma ulaşır.

Locacıkların yüksekliği-genişliği merkezde 30 *µ*, çevrede 110-40 *µ*'dur. Beşinci locada 16, son locada 70 locacık sayılmıştır.

Stratigrafik Düzey: Orta İlerdiyen.

Bulunduğu Yer: Çibanköy (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Tür: *Alveolina minervensis* Hottinger, 1960

(Levha I, Şekil 4)

1960 *Alveolina minervensis* n.sp., Hottinger, lev. VI, şek. 14-17, şek. 59.

1976 *Alveolina minervensis* Hottinger, Sirel, lev. IV, şek. 1-6; lev. V, şek. 14.

Tanımlama: Kavkı, küresel şekilli, aksel çap 2.375-2.625 mm, ekvatoryal çap 2.125-2.425 mm, uzama indisi ile 1.1'dir. Tur sayısı 6-10 olup, 2.375 mm'lik çapa sahip bireyde 10 tur sayılmıştır. İlk loca küresel şekillidir ve çapı ortalama 125 *µ*'dur. İlk locayı izleyen ilk 4-5 tur çok sık sarımlıdır. Bu turlarda taban tabakası incedir. Daha sonraki 2-3 turda taban tabakasının aksel kalınlaşması belirgindir. Bu değer 6. turda 40 *µ*, 7. turda 70 *µ* ve 8. turda 250 *µ* olup, son turda azalarak 110 #'a iner. 6-8. turlarda taban tabakasının kalınlığı locacık yüksekliğinin 4-6 katma erişir. Son turlarda taban tabakası incelenir ve locacık yüksekliği ile eşitlenir. Taban tabakasının kalınlığı 6. turda 70 /*, 7. ve 8. turda 200 *µ* iken, son turda 70 *µ*'dur. Locacıklar sık ve küçük olup, merkezde dairesel, çevrede oval kesitler verirler. Locacık yüksekliği ve genişliği merkezde 25 *µ*, çevrede 70-55 *µ*'dur. Beşinci locada 18, son locada 38 locacık sayılmıştır.

Stratigrafik Düzey: Orta İlerdiyen.

Bulunduğu Yer: Çibanköy (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti.

Tür: *Alveolina ilerdensis* Hottinger, 1960

(Levha I, Şekil 5)

1960, *Alveolina ilerdensis* n.sp., Hottinger, lev. VII, şek. 14-20, şek. 64.

1976 *Alveolina ilerdensis* Hottinger, Sirel, lev. V., şek. 10-13.

1990 *Alveolina (Alveolina) ilerdensis* Hottinger, Samso ve diğ., lev. IV., şek. 1.

Tanımlama: Kavkı, kutuplarda yuvarlak, uzamış oval şekilli, aksel çap 4.500-5.950 mm, ekvatoryal çap 2.075-3.000 mm ve uzama indisi 1.6-2.2'dir. Tur sayısı 10-15'dir. 5.870 mm'lik aksel çapa sahip bireyde 13 tur sayılmıştır. İlk loca küresel olup, çapı 200-375 *fi* arasındadır. İlk locayı izleyen ilk beş turda taban tabakası ince ve kalınlığı locacık yüksekliği ile eşittir. Taban tabakasının kalınlığı 6. turda 20 *fi*, son turda 40 /«'dur. İlk iki turda taban tabakasının aksel kalınlaşması gözlenemezken 3. turda 50 *fi*, 6. turda 180 *fi*, 10. turda 300 *fi*'a ulaşır ve son turda ise 200 *fi*'a düşer. Locacık yüksekliği ve genişliği merkezde 15 *fi*, çevrede 90-40 *fi*'dur. Beşinci locada 21, son locada 82 locacık sayılmış olup, sık ve ufak olan bu locacıklar oval şekillidir.

Stratigrafik Düzey : Orta İlerdiyen.

Bulunduğu Yer : Çibanköy (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti.

Tür : *Alveolina cuspidata* Drobne, 1977

(Levha I, Şekil 6)

1977 *Alveolina (Alveolina) cuspidata* n.sp., Drobne, lev. XII, şek. 7-10.

1988 *Alveolina (Alveolina) cuspidata* Drobne, Hottinger ve diğ., lev. III.

Tanımlama: Kavkı merkezde hafifçe şişkin, uzamış fusiform şekilli, aksel çap 4.480-6.000 mm, ekvatoryal çap 1.520-2.320 mm ve uzama indisi 2.5-2.9'dur. Tur sayısı 8-1 l'dir. 6.000 mm'lik aksel çapa sahip bireyde 11 tur sayılmıştır. İlk loca ortalama 360 *fi* çapa sahiptir. İlk iki turda taban tabakasının aksel kalınlaşması görülmezken, 3. turdan itibaren artan kalınlaşma son turlarda azalır. Bu değer, 3. turda 140 *fi* iken, 5-8. turlarda 240 *fi*, son üç turda ise 140 /«'dur. Locacıkların yüksekliği ve genişliği kavkının merkezinden çevreye doğru artar. Yükseklikleri ve genişlikleri merkezde 40-30 *fi*, çevrede 70-50 *fi*'dur. Locacıkların kesitleri daireseldir. Beşinci locada 21, son locada 74 locacık sayılmıştır.

Stratigrafik Düzey: Üst Küziyen.

Bulunduğu Yer: Safranbolu (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti.

Üst **Familiya** : Soritacea Ehrenberg, 1839

Familiya : Soritidae Ehrenberg, 1839

Alt **Familiya** : Opertorbitolitinae Loeblich-Tappan, 1986

Cins : *Opertorbitolites* Nuttall, 1925

Tür : *Opertorbitolites latimarginalis* Lehmann,

1962 (Levha I, Şekil 7, 8)

1962 *Orbitolites latimarginalis* n.sp., Lehmann, lev. X, şek. 1a4, şek. 3.

1972 *Opertorbitolites latimarginalis* Lehmann, Hottinger ve Krusat, lev. VIII, şek. 3.

1992 *Orbitolites latimarginalis* Lehmann, Eichen-ser ve Luterbacher, lev. XXIX, şek. 3a.

Tanımlama: Kavkı ince diskoidal şekilli, aksel çap 2.750-8.000 mm'dir. Kalınlık merkezde 0.200-0.875 mm, çevrede 0.525-1.750 mm'dir. İlk loca sferik şekilli olup, genişliği 600-650 *fi*, yüksekliği 450-700 *fi*'dur. Lateral lamelli dolgunun kalınlığı kavkı kenarlarına doğru dereceli olarak azalır. Lateral dolgunun kalınlığı merkezde 125-575 *fi*, çevrede 50-175 //'dur. Locacıkların genişliği ve yüksekliği kavkı merkezinde daha fazla olup, kavkı çevresine doğru azalır. Locacıkların genişlikleri merkezde 140-160 *fi*, çevrede 130-150 *fi*; yükseklikleri ise merkezde 80-100 *fi*, çevrede 60-70 *fi*'dur.

Stratigrafik Düzey : Alt-Orta İlerdiyen.

Bulunduğu Yer: Çibanköy (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti.

Tür : *Opertorbitolites transitorius* Hottinger, 1972

(Levha I, Şekil 9)

1972 *Opertorbitolites transitorius* n.sp., Hottinger & Krusat, lev. I-VIII, şek. 2 A-D, F, G; şek. 3 A-C.

1978 *Opertorbitolites* aff. *transitorius* Hottinger, Rahghi, lev. I, şek. 3-5.

Tanımlama : Kavkı diskoidal şekilli, aksel çap 2.825-6.325 mm'dir. Kalınlık kavkı merkezinde 0.125-0.500 mm; çevresinde 0.300-0.625 mm'dir. İlk locanın genişliği 250-725 *fi*, yüksekliği 200-500 *fi*'dm. İlk loca bazı bireylerde protokonk ve dötrokonk içerir. Protokonk genişliği ortalama 275 *fi*, yüksekliği ise 300 *fi*; dötrokonk genişliği ortalama 625 *fi*, yüksekliği 500 *fi*'dm. Kavkının aksel kesitlerinde, lateral tarafta kalınlığı

BATI PONTİDLERİN PALEOSEN-EOSEN BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUKLARI

değişken lamelli bir dolgu vardır. Bu dolgunun merkezdeki kalınlığı 25-225 *fi*, çevredeki kalınlığı 25-125 *fi*'dur. Ekvatoryal çap ortalama 3.750 mm'dir. Locacıkların genişliği ve yüksekliği kavkı merkezinde daha fazla olup, kavkı çevresine doğru azalır. Locacıkların genişlikleri merkezde 80-100 *fi*, çevrede 60-70 *fi*; yükseklikleri ise merkezde 100-110[^]; çevrede 50-60/<'dur.

Stratigrafik Düzey : Alt-Orta İlerdiyen.

Bulunduğu Yer : Çibanköy (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti.

Üst Familya : Rotaliacea Ehrenberg, 1839

Familya : Rotaliidae Ehrenberg, 1839

Alt Familya : Cuvillierinae Loeblich & Tappan, 1964

Cins : *Cuvillierina* Debourle, 1955

Tür : *Cuvillierina sireli* İnan, 1988

(Levha I, Şekil 10,11)

1988 *Cuvillierina sireli* n.sp., İnan, lev.XI, şek. 1-5.

1992 *Cuvillierina sireli* İnan, Özgen, lev. IV, şek. 3-4.

Tanımlama: Kavkı merceksi şekilli, eksenel çap 0.500-1.250 mm, kalınlığı 0.275-0.700 mm'dir. İlk loca 50-150 *fi* çapa sahiptir. Sanlım asimetrik planispiral-involuttur. Eksenel kesitlerde ombilikal dolguda çok sayıda pilye gözlenir. Ekvatoral çap 0.500-0.975 mm'dir. Tur sayısı 1-2.5'dur. 0.825 mm'lik ekvatoryal çapa sahip bir bireyde toplam 11-16 loca sayılmıştır. Tur yüksekliği merkezden çevreye doğru artış gösterir. Birinci turun yüksekliği 75-175 *fi*, ikinci turun yüksekliği ise 150-250 *fi*'dur. Ekvatoryal locaların genişliği merkezde 25-75 *fi*, çevrede ise 75-150 *fi*'dur. Yükseklikleri ise merkezde 50-100 *fi*, çevrede 100-175 *fi*'dur.

Stratigrafik Düzey : Tanesiyen.

Bulunduğu Yer: Şirinler Dere, Gökviran, Gelinözü (Mudurnu), Cide (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafik Kesitleri.

Alt Familya : Rotaliinae Ehrenberg, 1839

Cins : *Kathina* Smout, 1954.

Tür : *Kathina selveri* Smout, 1954

(Levha I, Şekil 12)

1954 *Kathina selveri* sp. nov., Smout, lev. VI, şek. 11-13.

1983 *Kathina selveri* Smout. Rahaghi, lev. XXXVI, şek. 12-15.

1988 *Kathina selveri* Smout, Drobne ve diğ., lev. XXVI, şek. 9.

Tanımlama: Kavkı, karın tarafında daha kuvvetli olmak üzere bikonveks merceksi şekildedir. Eksenel kesitte, localar sırta evolut, karında involut düzende olup, karında ombilikal dolgu belirgindir. Kavkının eksenel çapı 0.625 - 1.300 mm, yüksekliği 0.450 - 0.800 mm'dir. Ombilikal dolgunun yüksekliği 200 - 450 //, genişliği 250 - 625 *fi*'dur. İlk loca sferik şekilde olup, 50 - 175 *fi* çapa sahiptir. Kavkının ekvatoryal çapı 0.675 - 1.000 mm, tur sayısı 1.5 - 2'dir. Tur yüksekliği 1. turda 75 - 175 *fi*, 2. turda 200 - 225 /<'dur. 1.000 mm ekvatoryal çapa sahip bir bireyde, birinci turda 8, ikinci turda 12 loca sayılmıştır. Locaların genişliği ve yüksekliği merkezden çevreye doğru artarak çevrede iki katına ulaşır. Loca genişliği merkezde 50 - 75 *fi*, çevrede 100 - 175 *fi*, yüksekliği ise merkezde 50 - 125 *fi*, çevrede 125 - 200 *fi*'dur. Septa çift duvarlıdır.

Stratigrafik Düzey : Tanesiyen.

Bulunduğu Yer : Kokarca (Armutlu Yarımadası), Yığılca, Ayıkaya, Çukurca (Bolu), Safranbolu, Alparslan ve İnözü (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafik Kesitleri.

Üst Familya : Nummulitacea De Blainville, 1827

Familya : Pellatispiridae Hanzawa, 1937

Cins : *Miscellanea* Pfender, 1935

Tür : *Miscellanea minuta* Rahaghi, 1983

(Levha II, Şekil 1-2)

1983 *Miscellanea minuta* n.sp., Rahaghi, lev. XLIII, şek. 1-13.

1988 *Miscellanea minuta* Rahaghi, Leppig, lev. II, şek. 6.

Tanımlama: Kavkı, küçük merceksi şekilli olup, kutupları ovaldır. Eksenel çap 0.575 - 0.925 mm, kalınlık 0.375 - 0.600 mm olup, çap/kalınlık oranı ortalama 1.5'dur. İlk loca sferik şekilde ve küçük, çapı 50 - 100 /i'dur. Kavkının merkezinde ilk locadan çevreye doğru gelişmiş büyük pilyeler bulunur. Ekvatoryal çap 0.500 - 0.800 mm, tur sayısı 1-2'dir. Loca sayısı ilk turda 8-14, sonraki turda 8-12'dir. Localar uzamış dikdörtgenimsi şekilde olup, yükseklikleri genişliklerinden fazladır. Loca genişliği merkezde ortalama 40 - 50 *fi*, çevrede 100 - 125 *fi*; yükseklikleri ise, merkezde 50 - 100 *fi*, çevrede 150 - 200 *fi*'dur. Bölmeler son locada hafifçe kavkı çevresine doğru kavis yapar. Spir kalınlığı 25 - 100 *fi*'dur.

Stratigrafik Düzey : Tanesiyen.

Bulunduğu Yer : Yığılca (Bolu) Ölçülü Stratigrafik Kesiti.

Familya : Nummulitidae De Blainville, 1827.

Cins : *Assilina* d'Orbigny, 1839.

Tür : *Assüina placentula* (Deshayes), 1838
(Levha II, Şekil 3-4)

1838 *Nummulites placentula* n.sp., Deshayes, lev. VI, şek. 8-9.

1951 *Assilina placentula* (Deshayes), Schaub, lev. VIII, şek. 7-19; lev. IX, şek. 1-8.

1976 *Assilina placentula* (Deshayes), Sirel, lev. XI-II, şek. 3-8.

Tanımlama: Makrosferik kavkı, merkezi kısmında hafifçe basıklaşmış ve iri granüllüdür. Çap 3.500 - 4.700 mm, kalınlık 0.700 - 0.900 mm'dir. İlk loca çapı ortalama 175 /t'dur. Spir sarılımı düzenli olup, tur aralıkları çevreye doğru hafif artış gösterir. 3.500 mm çapa sahip olan bir bireyde 5 tur sayılmıştır. Septalar kavkı çevresine doğru hafifçe eğiktir. Loca yükseldikleri, genişliklerinden fazladır. Locaların genişliği merkezde 180 - 200 *µ*, çevrede 500 - 600 *fi*, yükseklikleri ise merkezde 280 - 300 *fi*, çevrede 500 - 600 *fi*'dur.

Mikrosferik fertlerin dış özellikleri makrosferik'lere benzer. Çap 7.400 - 8.500 mm, kalınlık 1.600 - 1.800 mm'dir. Sanlım planispiral evoluttur. Tur aralığı ilk turdan son tura doğru dereceli olarak artar. 8.500 mm'lik çapa sahip bireyde 6 tur sayılmıştır. Bölmeler kavkı çevresine doğru hafifçe eğiktir. Localar dikdörtgenimsi şekilli ve genişlikleri yüksekliklerinden büyüktür. Locaların genişliği merkezde 500-600 *fi*, çevrede 1200 - 1300 *fi*, yükseklikleri ise merkezde 400 - 450 *fi*, çevrede 800 - 850 *fi* 'dur.

Lamspiralin toplam 1/4'lük bölümünde 1. turda 3; 2. turda 5; 3. turda 6; 4. turda 7; 5. turda 6; 6. turda 6 bölme sayılmıştır.

Stratigrafik Düzey : Küziyen.

Bulunduğu Yer : Aktoprak (Armutlu Yarımadası), Çölmekçiler, Hacıgüzel, Çukurca (Bolu), Safranbolu, Küre-Seydiler, Alparşan, İnözü, Ahmetoğlu ve Germeç (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.

Tür : *Assüina exponens* (Sowerby), 1840
(Levha II, Şekil 5, 6)

1840 *Nummulites exponens* Sowerby, lev. 719, lev. XII, şek. 14.

1986 *Assilina exponens* (Sowerby), Örçen, s. 59-60, lev. II, şek. 7-8.

1992 *Assilina exponens* (Sowerby), Avşar, lev. VII, şek. 1-6.

Tanımlama: Makrosferik kavkının şekli kutupları hafifçe keskin, basık ve çok yassı merceksi olup, orta bölümünde granüller vardır. Kavkı 7.600 mm çapa ve

1.800 mm civarında kalınlığa sahiptir. 7.500 mm'lik çapa sahip bir bireyde 5 tur sayılmıştır. İlk locanın çapı ortalama 750 *fi*'dur. Bölmeler dike yakındır. İlk turlarda loca yükseklik ve genişlikleri eşitken, son turlarda yükseklikleri genişliklerinden fazladır. Loca genişliği merkezde 480-500 *fi*, çevrede 510-530 *fi*; yüksekliği merkezde 510-520 *fi*, çevrede ise 900-930 *fi*'dur. Lamspiralin toplam 1/4'lük bölümünde 1. turda 2; 2. turda 5; 3. turda 7; 4. turda 7; 5. turda 6 septa sayılmıştır.

Mikrosferik fertlerin dış özellikleri makrosferik fertlere benzer. Çap 22.000 mm, kalınlık ise 2.200 mm civarındadır ve lamspiralin incidir. Tur aralıkları merkezde sıkı, kenarlara doğru açılır şekildedir. 20.000 mm'lik çapa sahip bir bireyde 12 tur sayılmıştır, bölmeler spire diktir. Locaların yükseklikleri genişliklerinden fazladır. Locaların genişliği merkezde 160-250 *µ*, çevrede 180-230 *fi*; yüksekliği ise merkezde 400-750 *fi*, çevrede 500-1280 *fi*'dur. İlk 5 turda sarılım çok sıkı olduğundan bölme sayımı yapılamamış olup, diğer turlarda, lamspiralin toplam 1/4'lük bölümünde; 6. turda 6; 7. turda 9; 8. turda 13; 9. turda 18; 10. turda 19; 11. turda 22; 12. turda 25 bölme sayılmıştır.

Stratigrafik Düzey : Lütisiyen.

Bulunduğu Yer : Çölmekçiler, Hacıgüzel, Çukurca (Bolu), Safranbolu, Alparşan, İnözü, Ahmetoğlu (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.

Cins : *Nummulites* Lamarck, 1801.

Tür : *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, 1926 (Levha II, Şekil 7, 8)

1926 *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, lev. XXVII, şek. 1, p. 71.

1992 *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, Örçen, lev. I, şek. 1-4.

1992 *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, Avşar, lev. V, şek. 1-5.

Tanımlama : Makrosferik fertlerde kavkı merceksi, kutuplan hafifçe keskin, merkezde bombeli olup, bölme şebekesi ışınısaldır. Granüller kavkının merkezinde iri, kenarlarında küçük olup, çoğunlukla bölme şebekesi üzerinde yer alır. Çap 4.200 - 6.600 mm, kalınlık 2.800 - 3.400 mm'dir. İlk loca çapı ortalama 1000 /"dur. Sarılım düzenli ve tur aralıkları bütün turlarda hemen hemen aynıdır. 6.400 mm'lik çapa sahip bireyde 5 tur; 6.600 mm'lik çapa sahip bireyde ise 6 tur sayılmıştır. Lamspiralin kalındır. Bölmeler, kavkı çevresine doğru hafifçe eğiktir. Ekvatoryal locaların genişlikleri merkezde yüksekliklerinden biraz fazla iken, çevrede genişlikleri yüksekliklerinin 1.5 katıdır. Locaların genişliği merkezde

BATI PONTİDLER'İN PALEOSEN-EOSEN BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUKLARI

400-450 *n*, çevrede 700-750 *fi*; yüksekliği ise merkezde 350-400 *fi*, çevrede 450-500 *fi*'dur. Lamspiralin toplam 1/4'lük bölümünde septalar, 1. turda 2-3; 2. turda 4-5; 3. turda 4-5; 4. turda 4-6; 5. turda 5-5; 6. turda 6-6 sayıdadır.

Stratigrafik Düzey : Kuiziyen.

Bulunduğu Yer : Çukurca (Bolu), Cide, Küre-Seydiler, Ahmetoğlu (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.

Familiya : Discocyclinidae Galloway, 1928

Cins : *Discocyclina* Gümbel, 1870

Tür : *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), 1903
(Levha II, Şekil 10-11)

1903 *Orthophragmina scalaris* Schlumberger, s. 277, lev. VIII, şek. 4, lev. IX, şek. 12-13

1958 *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), Neumann, lev. XXI, şek. 1 a 6; lev. XXV, şek. 3e4, şek. 32.

Tanımlama : Kavkı, merceksi şekilli, aksel çap 3.330-5.530 mm, kalınlık ise 0.700-1.200 mm'dir. İlk loca küçük, sferik şekilde ve nephrolepidin tiptedir. Protokonk genişliği 100 *fi*, yüksekliği 133 *fi*; dötrokonk genişliği 160 *fi*, yüksekliği ise 230 *fi*'dur. Protokonk ve dötrokonk ellipsoidal bir şekil sunarlar.

Dikdörtgenimsi şekilli ekvatoryal locaların genişliği merkezde 16-26 *fi*; çevrede ise 66-83 *fi* iken; yükseklikleri merkezde 16-33 *fi*; çevrede 50-60 *fi*'dur.

Stratigrafik düzey : İlerdiyen-Lütesiyen.

Bulunduğu Yer : Safranbolu, Küre-Seydiler (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.

Tür : *Discocyclina fortisifortisi* (d'Archiac), 1850
(Levha II, Şekil 9)

1850 *Orbitolites fortisi* n.sp., d'Archiac, s. 404, lev. XIV, şek. 10-12.

1922 *Discocyclina fortisi* (d'Archiac), Douville, s. 87.

1987 *Discocyclina fortisi fortisi* (d'Archiac), Less, lev. VII, şek. 8-9; şek. 26.

Tanımlama: Kavkı, basık merceksi şekilde, çap 2.500 mm, kalınlık 0.600 mm civarındadır. İlk loca eulepidin tiptedir. Protokonk genişliği 142 *fi*, yüksekliği 207 *fi* iken; dötrokonk genişliği 259 *fi*, yüksekliği ise 290 *fi*'dur. Dikdörtgenimsi şekildeki ekvatoryal locaların genişliği merkezde 38 *fi*; çevrede 11 *fi*, yükseklikleri ise merkezde 38 *fi*; çevrede 78 *fi* civarındadır.

Stratigrafik düzey : Orta Kuiziyen.

Bulunduğu Yer : Alparslan, İnözü (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.

Tür : *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), 1903
bartholomei (Schlumberger), 1903

(Levha II, Şekil 12,13)

1903 *Orthophragmina bartolomei* n.sp., Schlumberger, lev. XII, şek. 46.

1987 *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *bartholomei* (Schlumberger), Less, lev. III, şek. 12; lev. IV, şek. 1-7.

Tanımlama: Kavkı hafif basık ya da hafif yuvarlaklaşmış merceksi şekilde, çap 2.600 - 4.000 mm ve kalınlık 0.630 - 0.830 mm'dir. İlk loca nephrolepidin tiptedir. Protokonk genişliği 66 *fi*, yüksekliği 830 - 133 *fi*, dötrokonk genişliği 116 *fi*, yüksekliği 100 *fi*'dur. Dikdörtgenimsi şekilli ekvatoryal locaların genişliği merkezde 26 - 50 *fi*, çevrede 50 - 80 *fi*; yüksekliği ise merkezde 16 - 33 *fi*; çevrede 33 - 50 *fi*'dur.

Stratigrafik Düzey : Üst Kuiziyen - Alt Lütesiyen.

Bulunduğu Yer : Safranbolu (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti.

Cins : *Orbitoclypeus* Silvestri, 1907.

Tür : *Orbitoclypeus ramaraoui* (Samanta), 1967
(Levha III, Şekil 1)

1967 *Discocyclina ramaraoui* Samanta, lev. I, şek. 14-20.

1972 *Discocyclina ramaraoui* Samanta, Samuel ve diğ., lev. 96, şek. 3-11.

1987 *Orbitoclypeus ramaraoui* (Samanta), Less, s. 196-197.

Tanımlama : Kavkı, küçük boyutlu, bikonveks merceksi şekilde olup, iri fertlerde oldukça basıktır. Granüller, yuvarlak, orta boylu ya da çok kabadır. Çap 1.68 - 2.0 mm, kalınlık ise 0.640 - 0.766 mm'dir. İlk loca eulepidin tiptedir. Protokonk genişliği 90 *fi*, yüksekliği 166 *fi*; dötrokonk genişliği 103 - 216 *fi*, yüksekliği ise 155 - 300 *fi*'dur. Hegzagonal şekilli ekvatoryal locaların genişliği merkezde 19 - 33 *fi*, çevrede 33 - 38 *fi*; yüksekliği ise merkezde 10 - 33 *fi*, çevrede 30 - 50 *n*'dur.

Stratigrafik Düzey : İlerdiyen - Kuiziyen.

Bulunduğu Yer : Safranbolu, Küre-Seydiler, Alparslan, İnözü ve Germeç (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.

Tür : *Orbitoclypeus ramaraoui ramaraoui* (Samanta), 1967 (Levha m, Şekil 2, 3)

1967 *Discocyclina ramaraoui* n.ps., Samanta, s.234-240, lev. I, şek. 1-20, şek. 2-5.

1987 *Orbitoclypeus ramaraoui ramaraoui* (Samanta), Less, şek. 30 b.

Tanımlama: Kavkı, az çok yuvarlaklaşmış mercek- si şekilli, küçük, çap 1.625 - 1.750 mm, kalınlık 0.625 - 0.925 mm'dir. İlk loca eulepidin tiptedir. Protokonkun genişliği 37 - 150 μ , yüksekliği 25-125 μ ; dötrokonkun genişliği 75 - 250 μ , yüksekliği ise 50 - 175 μ 'dur. Hegzagonal şekilli ekvatoryal locaların genişliği merkezde 25 μ , çevrede 25 - 50 μ ; yüksekliği ise merkezde 25 μ , çevrede 37 - 50 μ 'dur.

Stratigrafik Düzey : Alt İlerdiyen.

Bulunduğu Yer : Safranbolu, Küre-Seydiler (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.

Tür : *Orbitoclypeus ramaraoi* (Samanla), 1967 *erimemiş* Less, 1987

(Levha HI, Şekil 4)

1972 *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), Samuel ve diğ., s. 162, lev. XCVHI, şek. 1.

1987 *Orbitoclypeus ramaraoi* (Samanta), 1967 *crimensis* Less, lev. XXVI, şek. 5-12, şek. 30 e.

Tanımlama : Kavkı küçük, hafifçe bikonveks ya da basık mercekli şekilde, çap 1.375 mm, kalınlık 0.625 mm'dir. İlk loca eulepidin tiptedir. Protokonkun genişliği 100 μ , yüksekliği 125 μ ; dötrokonkun genişliği 175 μ , yüksekliği 250 μ 'dur. Hegzagonal şekildeki ekvatoryal locaların genişliği merkezde 25 μ ; çevrede 50 μ ; yüksekliği ise merkezde 25 μ ; çevrede 50 μ 'dur.

Stratigrafik Düzey : Orta Küziyen-Alt Lütisiyen.

Bulunduğu Yer : Safranbolu (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti.

Cins : *Nemkovella* Less, 1987

Tür : *Nemkovella strophiolata strophiolata* (Gümbel), 1868 (Levha III, Şekil 5)

1968 *Orbitoides (Rhipidocyclina) strophiolata* n.sp., Gümbel, s.705-706, lev.IV, şek. 25-28.

1922 *Discocyclina strophiolata* (Gümbel), Douville, s.74, 92.

1987 *Nemkovella strophiolata strophiolata* (Gümbel), Less, lev.XXV, şek.1-10, şek.29f.

Tanımlama : Kavkı, küçük boyutlu, merkezde şişkin, kutuplarda basıklaşmış mercekli şekildedir. Çap 4.160 mm, kalınlık 1.033'dir. İlk loca genişliği 230 μ , yüksekliği 100 μ 'dur. Dikdörtgenimsi şekilli ekvatoryal locacıkların genişliği merkezde 20 μ , çevrede 60 μ ; yüksekliği ise merkezde 20 μ , çevrede 65 μ 'dur. Bölmeler, bir önceki turun spirine doğru genişleyerek bir basamak oluşturur.

Stratigrafik Düzey : Üst Lütisiyen.

Bulunduğu Yer : Küre-Seydiler (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesiti.

Familiya : *Asterocyclinidae* Brönnimann, 1951

Cins : *Asterocyclina* Gümbel, 1870

Tür : *Asterocyclina stella* (Gümbel), 1861 *taramellii* (Munier-Chalmas), 1891

(Levha III, Şekil 6,7)

1891 *Orthophrogmina taramellii* n.sp., Munier-Chalmas, s. 29, 33, 37.

1987 *Asterocyclina stella* (Gümbel), 1861 *taramellii* (Munier-Chalmas), Less, lev. XXXVI, şek. 7-12, lev. XLII, şek. 10, şek. 32a,b.

Tanımlama : Kavkı küçük, çok ya da az şişkin yıldız şekilli, çap 1.750 mm, kalınlık 0.450 mm'dir. İlk loca nephrolepidin tiptedir. Protokonkun genişliği 100 μ , yüksekliği 100 μ ; dötrokonkun genişliği 150 μ , yüksekliği ise 150 μ 'dur. Hegzagonal şekilli ekvatoryal locaların genişliği merkezde 12 μ ; çevrede 25 μ , yüksekliği merkezde 40 μ ; çevrede 50 μ 'dur.

Stratigrafik Düzey : Orta İlerdiyen-Lütisiyen.

Bulunduğu Yer : Safranbolu, Alparlan ve İnözü (Kastamonu) Ölçülü Stratigrafi Kesitleri.

SONUÇ

Batı Pontid'lerin Paleosen/Eosen yaşlı yüzleklerinde gözlenen bentik foraminifer topluluklarında 45 cins ve bu cinslerden 24'üne ait 52 adet türden stratigrafik önem taşıyan 21 türün sistematik tanımları yapılmıştır.

Alveolina cuspidata Drobne, *Opertorbitolites transitorius* Hottinger, *Opertorbitolites latimarginalis* Lehmann. *Miscellanea minuta* Rahaghi, *Discocyclina fortisfortisi* (d' Archiac), *Discocyclina archiaci bartholomei* (Schlumberger), *Orbitoclypeus ramaraoi* (Samanla), *Orbitoclypeus ramaraoi ramaraoi* (Samanla), *Orbitoclypeus ramaraoi crimensis* Less, *Nemkovella strophiolata strophiolata* (Gümbel), *Asterocyclina stella taramellii* (Munier-Chalmas), türlerinin Türkiye'deki varlıkları ilk kez ortaya konulmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Batı Pontidlerde yapılan Doktora Tezinin bir bölümünü kapsamakta olup, çalışmanın her aşamasındaki yardımlarından ötürü, doktora danışmanım hocam Prof. Dr. Nurdan İNAN'a ve Yard. Doç. Dr. Mehmet AKYAZI'ya teşekkür ederim.

BATI PONTİDLER'İN PALEOSEN-EOSEN BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUKLARI

DEĞİNİLEN DEĞİNİLEN

- Archiac, A.D., 1850. Description des fossiles du groupe Nummulitique recueillis par M.S.P. Pratt et M.J. delbos aux environs de Bayonne et de Dax.-Mém.Soc.geol.France (2),3,397-456,pl.VIII-XII.
- Avşar, N., 1992. Namrun (İçel) Yöresi Paleojen Bentik foraminifer faunası: MTA Derg. no. 114, Ankara. Deshayes, H., 1838. Description des coquilles fossiles recueillies en Crimée par Mode Verneuil: Mem. Soc. Geol. France, 3,1-69.
- Douville, H., 1922. Orbitoides de la Jamaïque. *Pseudorbitoides trechmanni*, nov. gen., nov. sp. Soc. geol. France, Comptes Rendus, Somm., no. 17, p. 203-204, text-fig.1.
- Drobne, K., 1977. Alvéolines Paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie: Schweizerische Paläontologische Abhandlungen: Mémoires suisses de Paléontologie, vol: 99 s. 1-175, Basel.
- Drobne, K., Ogorelec, B., Pleniuar, M., Zucchi-Stolfa, M.A., Turnsek, D., 1988. Maastrichtian, Danian and Thanetian beds in Dolenja Vas (NW Dinarides, Yugoslavia) microfacies, foraminiferas, Rudists and Corals. Razprave 4, Razr. Sazu 29,147-224, Ljubljana.
- Eichenseer, H., Luterbacher, H., 1992. The marine Paleogene of the Tremp Region (N Spain) Depositional Sequences, facies History, Biostratigraphy and controlling factors: Facies, 27, p. 119-152, Erlangen.
- Gümbel, C.W., 1868. Beiträge zur foraminiferenfauna der nordalpinen älteren Eocängebilde öder der Kressenberger Nummulitenschichten. -Abh. K. bay. er. Akad. Wiss., II.cl. 10,581-730, pl. I-IV.
- Harpe, de la, P.H., 1926. Matériaux pour servir à une monographie des Nummulites et Assilines: A.M. Kir. Földt. int. évk., 27/1,1-89, Budapest.
- Hottinger, L., 1960. Resherches sur les Alvéolines du Paléocène et de L'Eocène. Mém. Soc. pal. Suisse, 75/76, 1-117, Basel.
- Hottinger, L., Krusat, G., 1972. Un foraminifère Nouveau Intermédiaire Entre *Opertorbitolites* et *Somalina* de l'Ilerdien Pyrénéen: Revista Espanola de Micropaleontologia, N. XXX, Aniversaria E.N. Adaro pp. 249-271.
- Hottinger, L. and Drobne, K., 1988. Tertiary Alveolinids: Problems Linked to the conception of species: Revue de Paléobiologie, vol.spec.no. 2, p.665-681, Genève.
- İnan, N., 1988. Sur la presence de la nouvelle espece *Cuvillinerina sireli* dans le Thanetian de la Montagne de Tecer (Anatolie Centrale-Turquie): Rev. de Paléobiologie, v.7, no.1, pp. 121-127, Genève.
- Lehmann, R., 1962. Plusieurs types morphologiques distincts d'Orbitolites de l'Ilerdien pyrénéen: Bulletin de la Société Géologique de France. 7^e Série, Tome IV, No: 3, p. 329-476.
- Less, G., 1987. Paleontology and stratigraphy of the European Orthophragminae: Fasciculi Institutii Geologicae Hungariae ad illustrandam Nationem Geologicam et Palaeontologicam. Series Palaeontologica fasciculus 51, Budapestini.
- Leoblich, A.R. and Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification: 2 vol., 970 pp., New York (Van Nostrand Reinhold)
- Munier-Chalmas, E., 1891. Étude du Tithonique du Crétacé et du Tertiaire du Vicentin. Thèse, Paris.
- Neumann, M., 1958. Révision des Orbitoididés du Crétacé et de L'Éocène en Aquitaine Orientale: Mém. Soc. Géol. France No. 83. vol. 83, p. 1-174.
- Örçen, S., 1986. Medik-Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve Paleontolojisi, MTA Derg. 105-106, 39-73.
- Örçen, S., 1992. Gemlik (Bursa) Güney-Güney doğusunun Nummulitesleri: Tanımlamaları, Stratigrafik yayımları ve evrimi: T.J.K. Bült., s. 7, 33-49.
- Özgen, N., 1992. Elazığ çevresinde yüzey ley en Üst Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı birimlerin paleontolojik incelemesi: C.Ü. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, 100 s, (yayınlanmamış), Sivas.
- Özgen, N., 1997. Batı Pontidlerde Paleocene/Eocene Yüzlekleri ve Bentik Foraminiferleri: C.Ü. Fen Bil. Enst. Jeo. Müh. Anabilim Dalı, Doktora tezi, s.253, (yayımlanmamış), Sivas.
- Rahaghi, A., 1978. Paleogene Biostratigraphy of some parts of İran: National Iranian oil Company Geological Laboratories: Publication No: 7, Tahrán.
- Rahaghi, A., 1983. Stratigraphy and faunal assemblage of Paleocene-Lower Eocene in İran: National Iranian Ministry of Oil, Companies, Geological Laboratories: N.10.1-73,1-49, Tahrán.
- Samanta, B.K., 1967. A Revised classification of the family discocyclinidae Galloway, Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 18: 164-167.
- Samso, J.M., Tosquella, J., Serra-Kiel, J., 1990. Los géneros Alveolinay Nummulites (Macroforaminiferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de Alveolina: Buletin Geológico y Minero. vol. 101-2.

- Samuel, O., Borza, K., Köhler, E., 1972. Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene; and adjacent Cretaceous of the Middle Van Valley (West Carpathian): Geologicky ústav Dionyza Stüra, Bratislava.
- Schaub, H., 1951. Stratigraphie und Palaentologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilien: Schweizer, palaont. Abb. (Mem. Suises pal.) 68, 1-122, Switzerland, Basel.
- Schlumberger, C.H., 1903. Troisième note sur les Orbitoides. Bull. Soc. Géol. France Ser. 4, Vol. 3, p. 273-289.
- Schwager, C., 1883. Die foraminiferen aus den Eocaenablagerungen der libyschen wüste und Aegyptens: Palaentographica. Kassel, 30, 3 F. VI., 79-153.
- Sirel, E., 1976. Polatlı (GB Ankara) güneyinde bulunan *Alveolina*, *Nummulites*, *Ranikothalia* ve *Assüina* cinslerinin bazı türlerinin sistematik incelemeleri: T.J.K. Bült.,c. 19,89-102.
- Smout, A.H., 1954, Tertiary foraminifera of Qatar Peninsula: London Printed by Order of the Trustees of the British Museum.
- Sowerby, C.J., 1840. In Syked, W.H., A notice respecting some fossils collected in Cutch, by Capt. Walter Smee, of Bombay Army: Geol. Soc. Trans., London, 2, 5, 715-719.

Makalenin geliş tarihi: 13.03.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 13.06.1998

Received March 13, 1998

Accepted June 13, 1998

LEVHA I

Alveolina (Glomalveolina) lepidula Schwager

Şekil 1. Eksenel kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.15), X30.

Şekil 2. Eksenelimsi kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.25), X30.

Alveolina corbarica Hottinger.

Şekil 3. Eksenel kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.32), X15.

Alveolina minervensis Hottinger.

Şekil 4. Ekvatoryal kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.29), X20.

Alveolina ilderdensis Hottinger.

Şekil 5. Eksenel kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.43), X15.

Alveolina cuspidata Drobne.

Şekil 6. Eksenel kesit, Safranbolu Ölçülü Stratigrafi Kesiti (Sb.25), X26.

Opertorbitolites latimarginalis Lehmann.

Şekil 7. Eksenel kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.31), X20.

Şekil 8. Eksenel kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.42), X20.

Opertorbitolites transitorius Hottinger.

Şekil 9. Eksenel kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.35), X30.

Cuvillierina sireli İnan.

Şekil 10. Eksenel kesit, Şirinler Dere Ölçülü Stratigrafi Kesiti (Ş.16), X56.

Şekil 11. Ekvatoryalimsi kesit, Şirinler Dere Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ş.16), X40.

Kathina selveri Smout.

Şekil 12. Eksenel kesit, Yiğilca Ölçülü Stratigrafi Kesiti (S.7), X74.

PLATE I

Alveolina (Glomalveolina) lepidula Schwager.

Figure 1. Axial section, Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (Ç. 15), X30.

Figure 2. Subaxial section. Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (Ç. 25), X30.

Alveolina corbarica Hottinger.

Figure 3. Axial section, Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (Ç.32), X15.

Alveolina minervensis Hottinger.

Figure 4. Equatorial section, Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (Ç.29), X20.

Alveolina ilderdensis Hottinger.

Figure 5. Axial section, Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (ÇA3), X15.

Alveolina cuspidata Drobne.

Figure 6. Axial section, Safranbolu Measured Stratigraphic Section (Sb.25), X26.

Opertorbitolites latimarginalis Lehmann.

Figure 7. Axial section, Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (Ç.31), X20.

Figure 8. Axial section, Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (Ç42), X20.

Opertorbitolites transitorius Hottinger.

Figure 9. Axial section, Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (Ç.35), X30.

Cuvillierina sireli İnan.

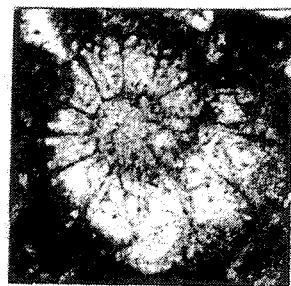
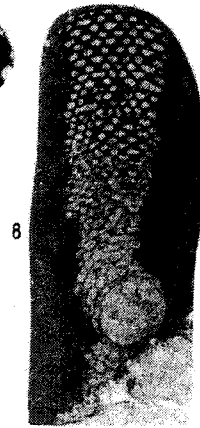
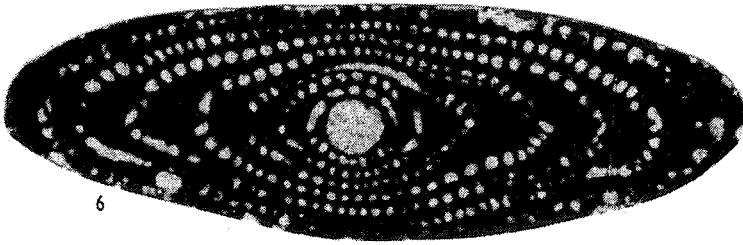
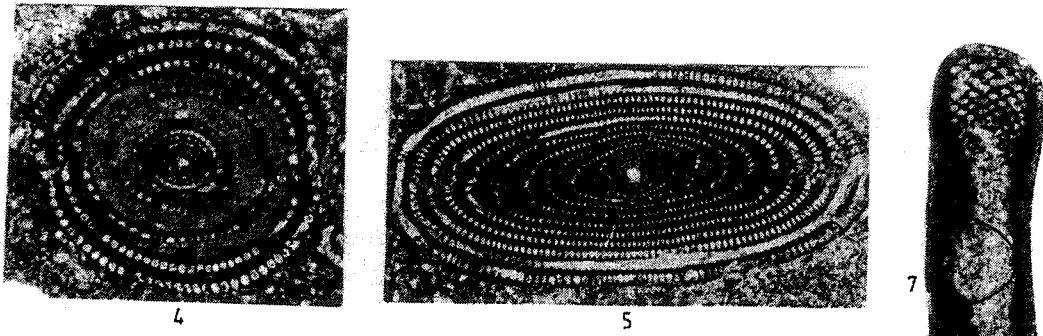
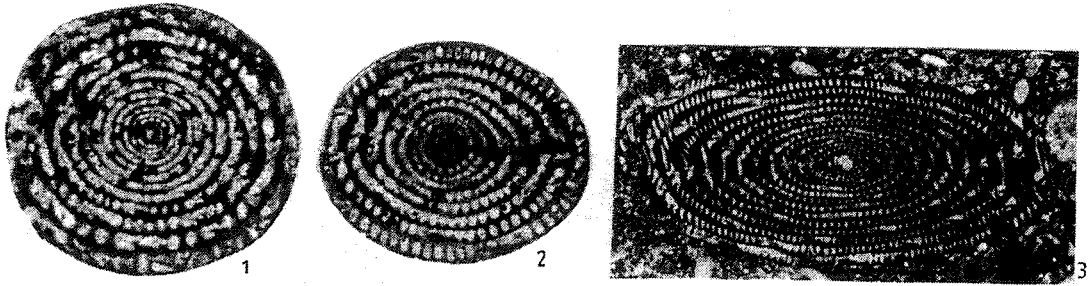
Figure 10. Axial section, Şirinler Dere Measured Stratigraphic Section (Ş.16), X56.

Figure 11. Subequatorial section, Şirinler Measured Stratigraphic Section, (Ş.16), X40.

Kathina selveri Smout.

Figure 12. Axial section, Yiğilca Measured Stratigraphic Section (S.7), X74.

LEVHA I
PLATE I



LEVHA II

Miscellanea minuta Rahaghi

Şekil 1. Ekvatoryal kesit, Yiğilca Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (S.10),X60.

Şekil 2. Eksenel kesit, Yiğilca Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (S.17),X70.

Assilina placentula (Deshayes)

Şekil 3. Ekvatoryal kesit, Ahmetoğlu Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ah.35),X10.

Şekil 4. Dış görünüş, Ahmetoğlu Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ah.38), X6.

Assilina exponens (Sowerby)

Şekil 5. Dış ve iç görünüş, Çukurca Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Çu.21),X2.3.

Şekil 6. Dış görünüş, Çukurca Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Çu.21),X3.

Nummulites burdigalensis de la Harpe.

Şekil 7. Ekvatoryal kesit. Ahmetoğlu Ölçülü Stratigrafi kesiti, (Ah. 35),X6.6.

Şekil 8. Dış görünüş, Ahmetoğlu Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ah.37), X6.6.

Discocyclinafortisifortisi (d' Archiac).

Şekil 9. Eksenel kesit, Alparslan Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (İa.12),X32.

Discocyclina scalaris (Schlumberger)

Şekil 10. Eksenel kesit, Küre-Seydiler Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ks.21),X25.

Şekil 11. Eksenel kesit, Küre-Seydiler Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ks.27), X25.

Discocyclina archiaci bartholomei (Schlumberger).

Şekil 12. Eksenel kesit, Safranbolu Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Sb.24), X25.

Şekil 13. Eksenel kesit, Safranbolu Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Sb.29), X20.

PLATE II

Miscellanea minuta Rahaghi.

Figure 1. Equatorial section, Yiğilca Measured Stratigraphic Section, (S.10),X60.

Figure 2. Axial section, Yiğilca Measured Stratigraphic Section, (S.17), X70.

Assilina placentula (Deshayes).

Figure 3. Equatorial section, Measured Stratigraphic Section, (Ah.35), X10.

Figure 4. External view, Ahmetoğlu Measured Stratigraphic Section, (Ah.38), X6.

Assilina exponens (Sowerby).

Figure 5. External and internal view, Çukurca Measured Stratigraphic Section, (Cull), X3.

Figure 6. External view, Çukurca Measured Stratigraphic Section, (Cull), X3.

Nummulites burdigalensis de la Harpe.

Figure 7. Equatorial section, Ahmetoğlu Measured Stratigraphic Section, (Ah.35), X6.6.

Figure 8. External view, Ahmetoğlu Measured Stratigraphic Section, (Ah.37), X6.6.

Discocyclina fortisi fortisi (d' Archiac).

Figure 9. Axial section, Alparslan Measured Stratigraphic Section, (ia.12),X32.

Discocyclina scalaris (Schlumberger).

Figure 10. Axial section, Küre-Seydiler Measured Stratigraphic Section, (Ks.21), X25.

Figure 11. Axial section, Küre-Seydiler Measured Stratigraphic Section, (Ks.27), X25.

Discocyclina archiaci bartholomei (Schlumberger).

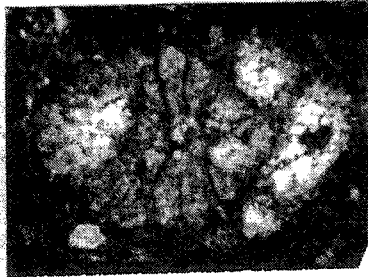
Figure 12. Axial section, Safranbolu Measured Stratigraphic Section, (Sb.24), X25.

Figure 13. Axial section, Safranbolu Measured Stratigraphic Section, (Sb.29), X20.

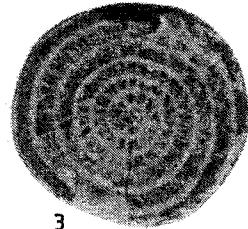
LEVHA II
PLATE II



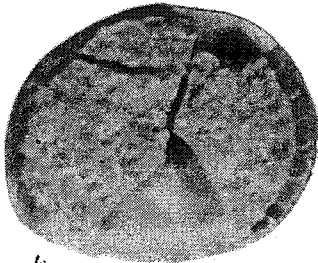
1



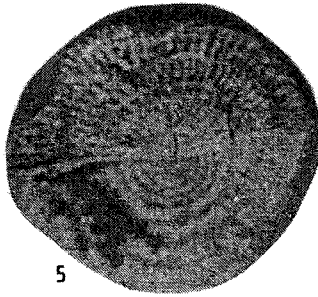
2



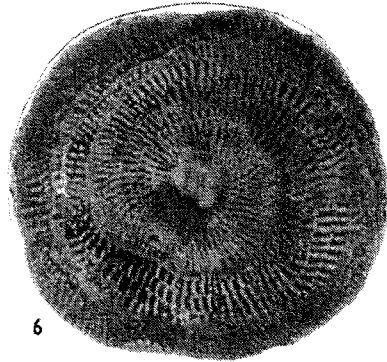
3



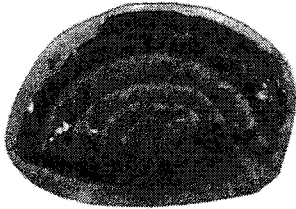
4



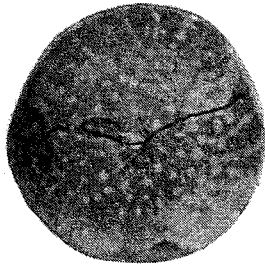
5



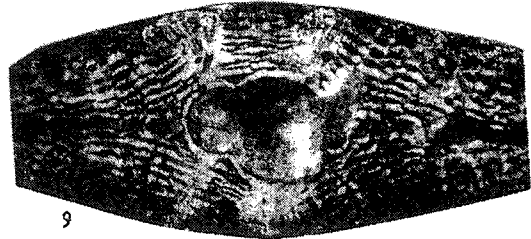
6



7



8



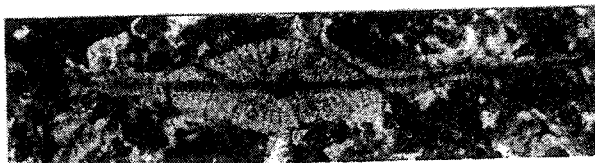
9



10



11



12



13

BATI PONTİDLER'İN PALEOSEN-EOSEN BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUKLARI

LEVHA III

Orbitoclypeus ramaroi (Samanta)

Şekil 1. Eksenel kesit, İnözü Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (İn.8), X70.

Orbitoclypeus ramaraoi ramaraoi (Şamata).

Şekil 2. Eksenel kesit, Safranbolu Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Sb.15), X20.

Şekil 3. Eksenel kesit, Safranbolu Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Sb.16), X30.

Orbitoclypeus ramaraoi crimensis Less.

Şekil 4. Eksenel kesit, Safranbolu Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Sb.26), X30.

Nemkovella strophiolata strophiolata (Gümbel).

Şekil 5. Eksenel kesit, Küre-Seydiler Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ks.36), X25.

Asterocyclina stella taramellii Munier-Chalmas.

Şekil 6. Eksenel kesit, Alparslan Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (İa.30), X60.

Şekil 7. Eksenel kesit, Alparslan Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (İa.10), X60.

Mississippina binkhorsti (Reuss).

Şekil 8. Eksenel kesit, Küre-Seydiler Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ks.14), X25.

Orbitolites complanatus Lamarck.

Şekil 9. Eksenel kesit, Çibanköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Ç.9), X23.

Gypsina marianensis Hanzawa.

Şekil 10. Eksenel kesit, Germeç Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Gr.II), X23.

Fabiania cassis (Oppenheim).

Şekil 11. Eksenel kesit, Germeç Ölçülü Stratigrafi Kesiti, (Gr.II), X25.

PLATE III

Orbitoclypeus ramaraoi (Samanta).

Figure 1. Axial section, İnözü Measured Stratigraphic Section, (İn.8), X70.

Orbitoclypeus ramaraoi ramaraoi (Samanta).

Figure 2. Axial section, Safranbolu Measured Stratigraphic Section, (SbJ5), X20.

Figure 3. Axial section, Safranbolu Measured Stratigraphic Section, (Sb.16), X30.

Orbitoclypeus ramaraoi crimensis Less.

Figure 4. Axial section, Safranbolu Measured Stratigraphic Section, (Sb.26), X30.

Nemkovella strophiolata strophiolata (Gümbel).

Figure 5. Axial section, Küre-Seydiler Measured Stratigraphic Section, (Ks.36), X25.

Asterocyclina stella taramellii Munier-Chalmas.

Figure 6. Axial section, Alparslan Measured Stratigraphic Section, (İa.30), X60.

Figure 7. Axial section, Alparslan Measured Stratigraphic Section, (İa.10), X60.

Mississippina binkhorsti (Reuss).

Figure 8. Axial section, Küre-Seydiler Measured Stratigraphic Section, (Ks.14), X25.

Orbitolites complanatus Lamarck.

Figure 9. Axial section, Çibanköy Measured Stratigraphic Section, (Ç.9), X23.

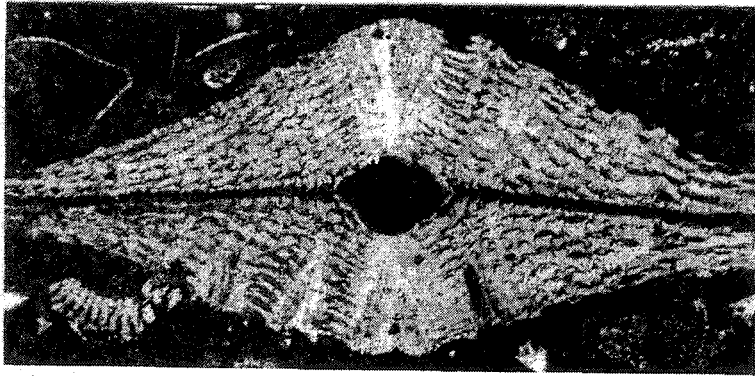
Gypsina marianensis Hanzawa.

Figure 10. Axial section, Germeç Measured Stratigraphic Section, (Gr.II), X23.

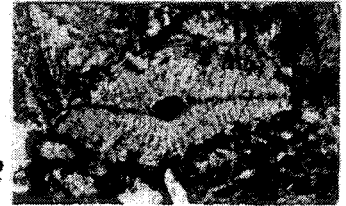
Fabiania cassis (Oppenheim).

Figure 11. Axial section, Germeç Measured Stratigraphic Section, (Gr.II), X25.

LEVHA III
PLATE III



1



2



3



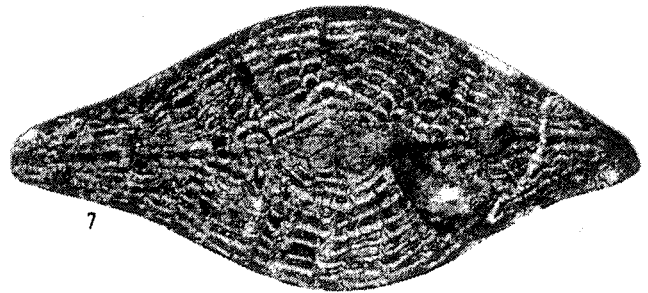
4



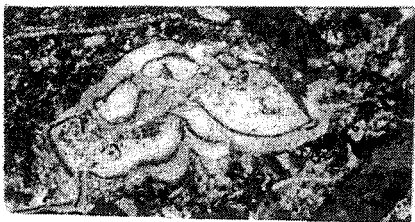
5



6



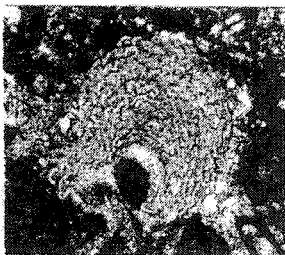
7



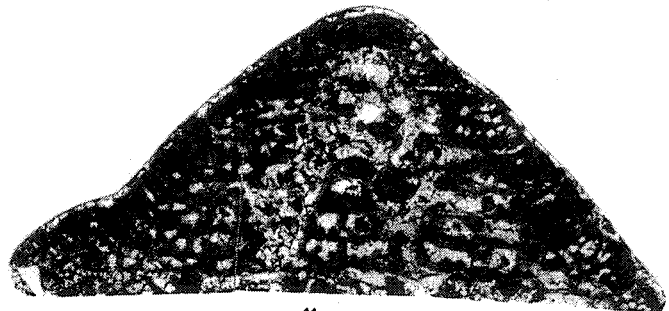
8



9

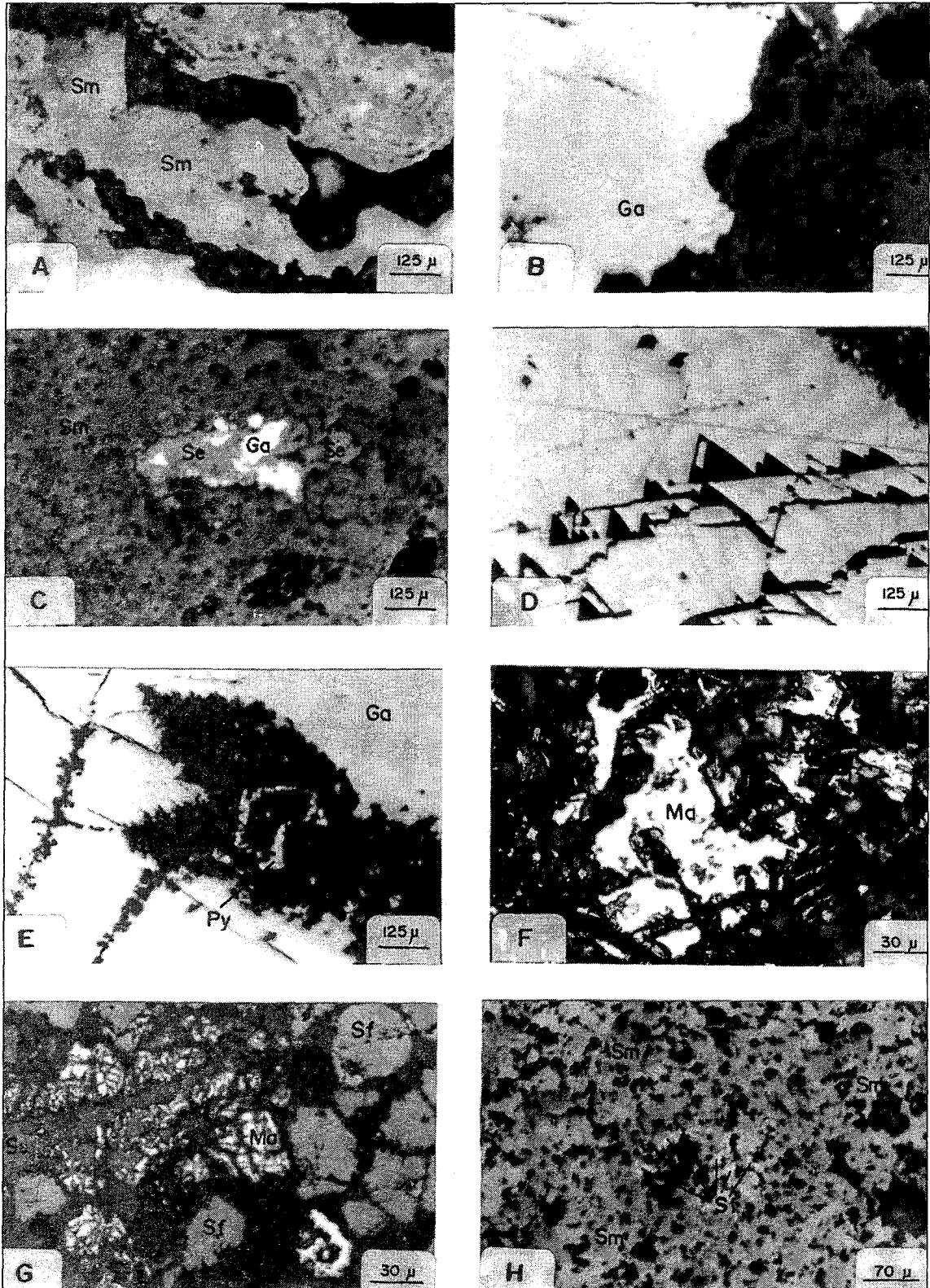


10



11

LEVHA I
PLATE I





Sarialan formasyonunun (İlgaz-Çankırı) tanımlanması

The description of Sarialan formation (İlgaz-Çankırı)

Mehmet AKYAZI

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

Mahmut TUNÇ

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

Öz

Bu çalışmada, İlgaz-Çankırı yöresinde yüzeyleyen ve önceki çalışmalarda Dumlupınar ve Susuz formasyonları olarak tanımlanan birimler, litolojik ve paleontolojik özellikleri ile stratigrafik konumları gözönüne alınarak Sarialan formasyonu adı altında tek bir formasyon olarak tanımlanmıştır.

Sarialan formasyonu, Permo-Triyas yaşlı Karakaya Birliği temel kayaları üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Formasyon içerisinde Kimmericyen-Alt Titoniyen yaşlı Dumlupınar, Üst Titoniyen-Alt Valanjiniyen yaşlı Dodaş ve Üst Valanjiniyen-Hotriviyen yaşlı Beylerbeyi üyeleri tanımlanmış ve adlandırılmıştır.

Sarialan formasyonu; kumlu kireçtaşı, marn aratabakalı kumlu kireçtaşı-kireçtaşı ardalanımı, mikritik kireçtaşı, az kumlu-killi kireçtaşları, pelajik kireçtaşları ve volkanik arakatıklar içeren kumtaşı-silttaşı-marn ardalanımından oluşmuştur. Titonik fasiyeste oluşan ve bol Calpionellid içeren bu formasyon, üstte Barremiyen-Kampaniyen yaşlı Çırdak formasyonu ile uyumludur.

Anahtar Kelimeler: Beylerbeyi, Calpionellid, Dodaş, Dumlupınar, Sarialan.

Abstract

In this study, the formations which crop out around İlgaz-Çankırı and previously defined as Dumlupınar and Susuz formations, have been renamed as Sarialan formation based on the lithologic paleontological properties and stratigraphical positions.

Sarialan formation overlies in unconformity with the Permo-Triassic aged Karakaya Unit that is base rocks. Sarialan formation has been divided and defined into three members as Kimmerician-Lower Tithonian aged Dumlupınar, Upper Tithonian-Lower Valanginian aged Dodaş and Upper Valanginian-Hotriviyan aged Beylerbeyi.

The formation consists of sandy limestone, alternation of sandy limestone-limestone with marl interbedded, micritic limestone, less sandy-clayey limestone and alternation of sandstone-siltstone-marl with pelagic limestone and volcanics materials.

Sarialan formation formed in Tithonic fades and contains abundant Calpionellids and it conforms with overlying Barremian-Campanian aged Çırdak formations.

Key words: Beylerbeyi, Calpionellid, Dodaş, Dumlupınar, Sarialan.

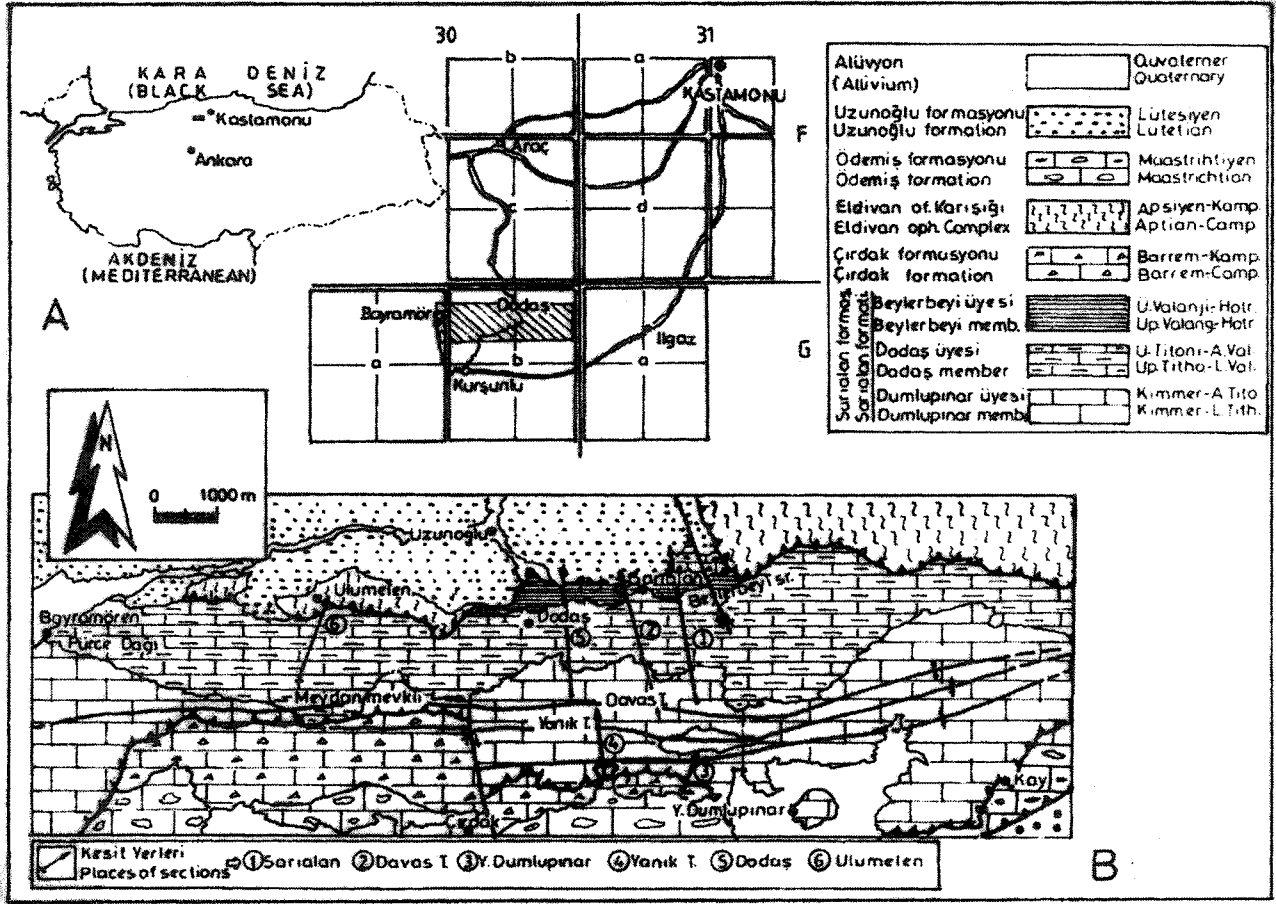
GİRİŞ

1/25.000 ölçekli, Çankırı, G30 a2-b1-b2 paftalarının belirli bölümlerini içine alan ve yaklaşık 100 km²'lik bir alanı kapsayan çalışma alanı; Kastamonu ilinin GB'sında yer almakta olup, İlgaz (Çankırı) ilçesi ise, çalışma alanının GD'sunda yer alır (Şekil 1a).

Bölge jeolojisinde önemli bir yeri olan, Türkiye'nin ana tektonik birliklerinin birbirine çok yaklaştıkları bu yöre ve yakın çevresinde daha önce değişik amaçta yapılmış çok sayıda jeolojik çalışmalar mevcuttur (Tablo 1). Bu çalışmalar başlıca; Tokay, (1973), Akyürek ve diğ. (1979; 1982; 1984; 1988), Saner, (1980), Ayaroğlu (1980), Yılmaz, (1980), Görür ve diğ., (1983), Yüksel,

(1985), Aydın ve diğ., (1986), Hakyemez ve diğ., (1986); Pehlivan ve diğ., (1987), Koçyiğit, (1987); Altun ve diğ., (1990) ve Tüysüz, (1993) sayılabilir. Ayrıca, Türkiye'de titonik fasiyesteki birimlerde Calpionellid biyostratigrafisine yönelik çalışmalar da (Tunç, 1980; Burşuk, 1981, 1992 ve Tansel, 1981) mevcuttur.

İlgaz yöresinin stratigrafisini aydınlatmaya yönelik olarak yapılan bu çalışmada, titonik fasiyeste oluşmuş, bol Calpionellid içeren Üst Jura-Alt Kretase yaşlı birim üzerinde detaylı paleontolojik ve stratigrafik incelemeler yapılmıştır. Çalışmaların sonucunda, daha önce birbirleriyle yanıl geçişli olduğu belirtilen Dumlupınar ve Susuz formasyonlarının (Pehlivan ve diğ., 1987) birbirleriyle dereceli düşey geçişli oldukları saptanmış ve bu



Şekil 1a. Çalışma alanının yer bulduru haritası.
Figure 1a. The location map of studied area.

Şekil 1b. Çalışma alanının jeolojik haritası.
Figure 1b. The geological map of studied area.

Tablo 1. Öncel çalışmaların karşılaştırılması.
Table 1. The correlation of previous studies.

YAŞ (AGE)	Altınkılı (1973) Bilecik	Tunc (1980) Seben	Aydın ve diğ. (1986) Kastamonu	Pehlivan ve diğ. (1987) KD Ilgaz	Altun ve diğ. (1990) Kastamonu	Türkecan ve diğ. (1991) Çerkes	Tüysüz (1993) Pontid	Bu çalışma (This study) Ilgaz
Albiyen (Albian)		Tokmaklı				Eldivan of. Kompleksi	Çağlayan Fm.	Çirdak Fm.
Apsiyen (Aptian)			Çağlayan Fm.					
Barremiyen (Barremian)	Sağlıkçam kç.t.			Boyacı Fm.				Beylerbeyi
Hotrivyen (Hotrivian)		Nallıhan Fm.		Susuz Fm.				Dodaş Ü.
Valanjiniyen (Valanginian)		Güçük Ü.		Dumlupınar Fm.				Sarıalan Fm.
Berriyasiyen (Berriasian)								Dumlupınar
Titoniyen (Tithonian)			İnalı Fm.		İnalı Fm. Ulus Fm.			
Kimmericiyen (Kimmeric)					Büyük Fm.	Kellepe Fm.	İnalı Fm.	
Oksfordiyen (Oxfordian)	Bilecik kç.t.							
Kalloviyen (Kallovia)			Himmelpaşa Fm.				Büyük Fm.	

formasyonlar Sarıalan formasyonu adı altında birleştirilmiştir. Ayrıca tanımlanan bu formasyon içerisinde,

Dumlupınar, Dodaş ve Beylerbeyi üyeleri ayrılarak tanımlanmıştır (Şekil 2).

SARIALAN FORMASYONUNUN (ILGAZ-ÇANKIRI) TANIMLANMASI

oluşturan Dumlupınar üyesinin, özellikle kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı < düzeylerinde; *Cadosina, lapidosa* Vogler (Levha II, Şekil 7), *Globocheta* sp., *Lenticulina* sp., radiolaria ve sünger spikülleri alg, *Saccacoma* sp., (Levha II, Şekil 8), apthycus (Levha II, Şekil 9), ostracoda ile paleocypoda kavkı kırıkları saptanmıştır. Formasyonun, orta düzeylerini oluşturan, titonik fasiyeste gelişmiş, Dodaş Üyesi içerisinde ise; *Tintinnopsella < carpathica* (Murgeanu & Filipescu), (Levha I, Şekil 2, 3), *T. longa* Colom (Levha I, Şekil 4, 5), *Crassicollaria intermedia* (Durand Delga), (Levha I, Şekil 6), *Cr. parvula* Remane (Levha I, Şekil 7, 8), *Cr. massutiniana* (Colom), (Levha I, Şekil 10), *Calpionella alpina* Lorenz (Levha, I, Şekil II, 12), *C. elliptica* Cadisch, (Levha I Şekil 13), *Remaniella femsini* (Catalano), (Levha I, Şekil 14), *R. cadischiana* (Colom), (Levha I, Şekil 15, 16), *R. murgeanui* (Pop), (Levha II, Şekil 1), *Calpionellopsis simplex* (Colom), (Levha II, Şekil 2), *Cs. oblonga* Cadisch (Levha II, Şekil 3), *Lorenziella hungarica* Knauer & Nagy (Levha II, Şekil 4) *Calpionellites dar deri* (Colom), (Levha II, Şekil 5, 6), *Ch. cf. cubensis* (Furrzola Bermudez) (Levha I, Şekil 1), apthycus (Levha II, Şekil 9), radiolaria ve sünger spikülleri ve bazı pelajik ammonitler saptanmıştır. Formasyonun üst düzeylerini oluşturan, Beylerbeyi üyesi fosil bakımından oldukça fakir olup, içerisinde yer alan marnlar ve özellikle ara düzeyler şeklinde bulunan kireçtaşları içerisinde; *Cadosina fusca* Wanner, radiolaria ve sünger spikülleri saptanmıştır.

Yaş: Formasyonun yaşı; içerisinde saptanan fosillerle göre; Kimmericyen-Hotriviyan olarak belirlenmiştir.

Ortamsal Yorum: Formasyon, tabanda çok derin olmayan az enerjili bir ortamın ürünleri olan, biyosparitik veya kötü yıkanmış biyosparitik mikro-biyofasiyesteki kumlu kireçtaşlarından oluşmuş olup, yer yer kumtaşı düzeyleri de içermektedir. Üst düzeylere doğru, biyomikritik mikro-biyofasiyeste özellikleri gösteren orta-ince tabakalı üst düzeylerde ise, ince tabakalı, bol radiolaria-sünger spikülleri içeren kireçtaşlarının varlığı, ortamın gittikçe derinleştiğini göstermektedir. Daha üst düzeylerde ise; tamamıyla titonik fasiyeste gelişmiş, bol Calpionellid içeren radiolarialı biyomikritik mikro-biyofasiyesteki, az kumlu-killi kireçtaşları, killi kireçtaşları ve marnların çökmiş olması, ortamın iyice derinleştiğinin bir göstergesidir. Formasyonun üst düzeylerini oluşturan kumtaşı, silttaşı, marn ve radiolarialı biyomikritik mikro-biyofasiyesteki kireçtaşı aralanmasından oluşmakta olan bu birim, kıta yamacına yakın, derin denizel bir ortamın tipik ürünleridir.

Deneştirme: Daha önce Dumlupınar ve Susuz for-

masyonları olarak tanımlanan (Hakyemez ve diğ., 1986; Pehlivan ve diğ., 1987) ancak, ilişkilerinin tam olarak gözlenem em esine karşın yanal ve düşey geçişli oldukları belirtilen birimler, bu çalışmada detaylı bir şekilde incelenmiş ve bu birimlerin birbiriyle yanal değil, dereceli düşey geçişli oldukları saptanmıştır. Birbirlerinden kolayca ayırtedilebilecek nitelikteki üç ayrı litolojiden oluşan, fakat genel özellikleriyle (çökeltme ortamı, fasiyesi) bir bütünlük gösteren bu birimler, Sarıalan formasyonu olarak tanımlanmıştır. İçerisinde; Dumlupınar, Dodaş ve Beylerbeyi üyeleri ayırılarak tanımlanmıştır. Bu formasyon, Nallıhan formasyonu (Toker, 1975), Gücük üyesi (Tunç, 1980), Bilecik Kireçtaşları, Soğukçam Kireçtaşları (Altınlı, 1973), İnaltı Formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1962; Aydın ve diğ., 1986) ve Keltepe formasyonu (Türkecan ve diğ., 1991) ile deneştirilebilir.

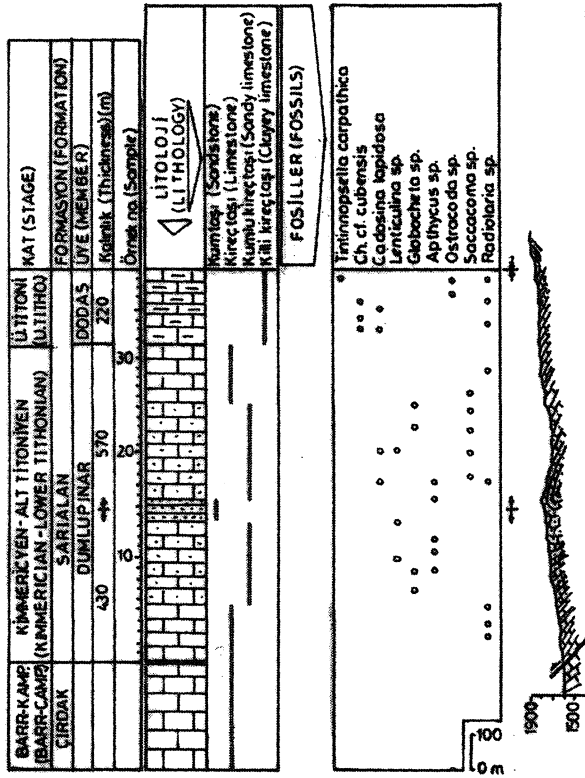
Dumlupınar üyesi

Birim adı: Birim, bu çalışma ile üye olarak tanımlanarak adlandırılmış olup, adını Dumlupınar Nahiyesi'nden (Çankırı G30-b2) almıştır.

Tip Yeri ve Dağılımı: Birimin en iyi görüldüğü yer, Çankırı G30-b2 paftasında yer alan Dumlupınar Nahiyesi civarıdır. Yaklaşık D, KD-B, KB doğrultusunda yüzlek veren Sarıalan formasyonu içerisinde, en geniş yüzleğe sahip olan bu üyeye ait birimler, formasyona ait yüzleklerin güney kısmında yer alırlar. Batıda Meydan mevki'nden (Çankırı G30-b1), doğuda Kaçan Köyü'ne (Çankırı G30-b2) kadar uzanan alanda geniş yüzlekler veren Dumlupınar üyesi'ne ait birimler, kuzeyde Sarıalan formasyonu'na ait diğer üyelerden, güneyde ise diğer birimlerden yaklaşık, GD-KB doğrultusunda geçen sınırla ayrılırlar (Şekil 1b).

Tip Kesit: Dumlupınar Üyesi'nin tip kesiti olan, "Y. Dumlupınar ölçülü stratigrafi kesiti" 1/25.000 ölçekli, Çankırı G30-b2 paftasının güneyinde yer alan, Y. Dumlupınar Nahiyesi'nin yaklaşık 2 km KB'sından başlanarak, kuzeydoğuya doğru alınmıştır. 40°56'05" enlem, 33°22'40" boylam, başlangıç ve 40°56'30" enlem, 33°22'47" boylam bitiş koordinatları arasında yer alan bu ölçülü stratigrafi kesiti, GB'dan KD'ya doğru 1550 m gidişlidir. Bu kesitte 570 m'si Dumlupınar, 220 m'si Dodaş üyesine ait olmak üzere 790 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 5).

Yardımcı Kesitler: Dumlupınar üyesinin, yardımcı kesiti olan, "Yanık Tepe ölçülü stratigrafik kesiti", 1/25.000 ölçekli, Çankırı G30-b1 paftasının orta kesimdeki Yanık Tepenin güneyinden başlanarak kuzeye doğru alınmıştır. Bu kesit; 40°55'57" enlem, 33°21'03" boylam, başlangıç ve 40°56'35" enlem, 33°20'40" boy-



Şekil 5. Y. Dumlupınar Ölçümlü Stratigrafi Kesiti.
Figure 5. Y. Dumlupınar measured stratigraphic section.

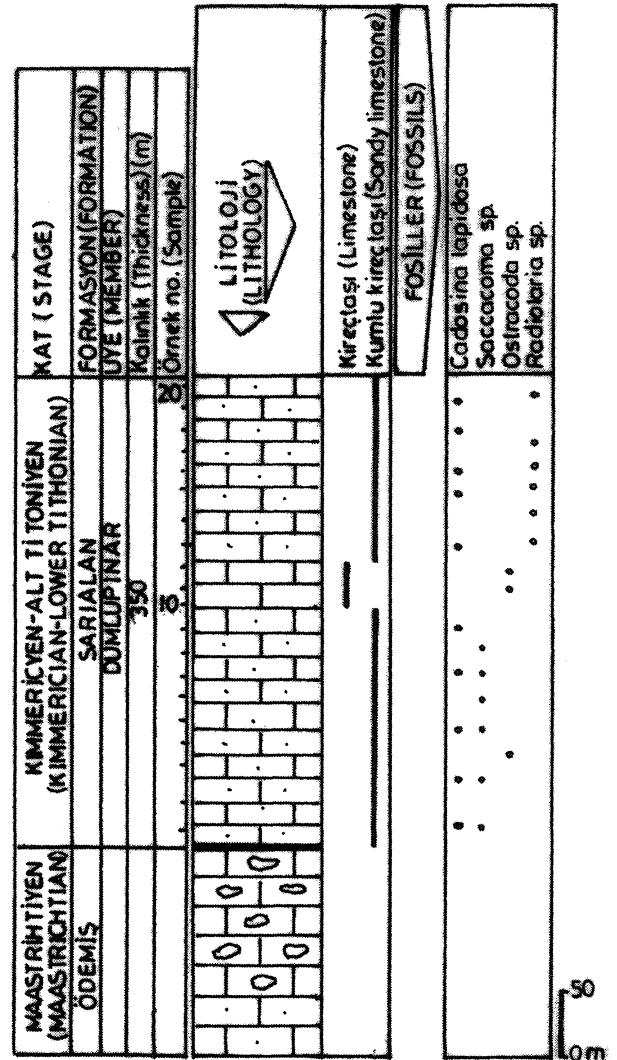
lam, bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, GD'dan KB'ya doğru 1870 m gidişlidir. Bu kesitte Dumlupınar üyesinin kalınlığı 350 m ölçülmüştür (Şekil 6).

Ayrıca; Sarıalan ve Dodaş ölçümlü stratigrafi kesitlerinde de, Dumlupınar üyesine ait birimlerden ölçümlü kesit alınmıştır.

Litoloji: Tabanda; beyaz, beyazımsı-gri renkli, kötü yıkanmış biyosparit mikro-biyofasiyeste, orta tabakalanmalı, sert dokulu, kumlu kireçtaşıyla başlayan bu birimin orta düzeyleri, gri renkli, orta-ince tabakalanmalı, kumlu kireçtaşı-kireçtaşı aralanmasından oluşmakta olup, yer yer ince marn ve kumtaşı düzeyleri içermektedir. Birimin üst düzeyleri ise; gri, yer yer sarımsı renkli, biyomikritik mikro-biyofasiyesteki, ince-orta tabakalı kireçtaşlarıyla devam etmektedir. Birimden alınan örneklerin ayrıntılı mikroskobik incelemeleri sonucunda bunların radiolarial ve saccacomalı biyomikritik mikro-biyofasiyeste oldukları saptanmıştır. Geçirdiği yoğun tektonizma nedeniyle kıvrımlı ve kmklı bir yapıda olan birim üzerinde, oldukça bol eklem ve çatlak sistemleri gelişmiştir.

Kalınlık: Birim çalışma alanında, 202-570 m arasında değişen kalınlıklara sahiptir.

Alt ve Üst Sınırları: Birim alt sınırı çalışma alanın-



Şekil 6. Yanık Tepe ölçümlü stratigrafi kesiti
Figure 6. Yanık Tepe measured stratigraphic section.

da gözlenenemiştir. Ancak, çalışma alanı yakın çevresinde değişik araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda, birimin çoğunlukla, temelde yer alan Karakaya Birliği'ne ait birimler üzerine uyumsuz olarak geldiği (Altınlı, 1973) belirtilmiş olmasına karşın, birimin Liyas-Dogger yaşlı Mudurnu formasyonu (Tüysüz, 1993), Dogger-Malm yaşlı Bürnük formasyonu (Tüysüz ve diğ., 1990; Tüysüz, 1993) ve Dogger yaşlı Himmetpaşa formasyonu üzerine, (Aydın ve diğ., 1986) yersel uyumsuzluklar ayrı tutulmak üzere, genelde uyumlu olarak geldiği belirtilmiştir. Dumlupınar üyesinin üst sınırı ise; çalışma alanında Dodaş üyesi ile uyumlu geçişlidir (Şekil 2).

Fosil Topluluğu: Birimden alınan örneklerin detaylı mikroskobik incelemeleri sonucunda; *Cadosina lapi-*

SARILAN FORMASYONUNUN (ILGAZ-ÇANKIRI) TANIMLANMASI

dosa Vogler (Levha II, Şekil 7), *Globocheta* sp., *Lenticulina* sp., radiolaria ve sünger spikülleri, *Saccacoma* (Levha II, Şekil 8), *apthycus* (Levha II, Şekil 9), *Ostracoda* ve *palecypoda* kavkı kırıkları ile alg saptanmıştır.

Yaşı: Birimin stratigrafik konumunda gözönüne alınarak, saptanan fosil içeriğine göre birime, Kimmeric-Alt Titoniyen yaşı verilmiştir.

Ortamsal Yorum: Birimin alt düzeylerini oluşturan, biyosparitik veya kötü yıkanmış biyosparitik mikro-biyofasiyes özellikleri gösteren kumlu kireçtaşları, çok derin olmayan az enerjili bir ortamın ürünleridir. Üst düzeylerde yeralan bol radiolaria ve sünger spikülleri içeren, ince-orta tabakalı, mikritik mikro-biyofasiyesteki kireçtaşları ise, derin denizel bir ortamı işaret etmektedir. Bu verilerle, Dumlupınar üyesinin, başlangıçta çok derin olmayan fakat gittikçe derinleşen denizel bir ortamda çökeldiği söylenebilir.

Deneştirme: İlk kez bu çalışmada tanımlanan Dumlupınar üyesi, Bilecik Kireçtaşları (Altın, 1973) ve Keltepe formasyonu (Türkecan ve diğ., 1991) ile, ayrıca Nallıhan Formasyonu (Toker, 1975) ve Güçük üyesi (Tunç, 1980) alt düzeyleri ile deneştirilebilir. Dumlupınar formasyonunun (Pehlivan ve diğ., 1987) alt düzeylerini oluşturan ve Calpionellid içermiyen, sert dokulu kumlu kireçtaşı düzeylerine denk olan bu birim, İnaltı Formasyonu'nun (Ketin ve Gümüş, 1962; Aydın ve diğ., 1986) bazı bölümleri ile benzerlik gösterir.

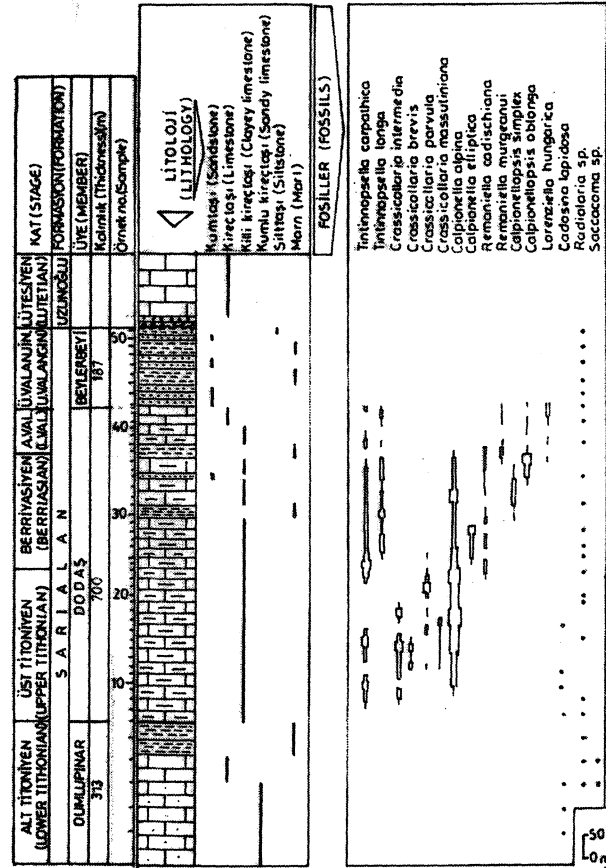
Dodaş üyesi

Birim adı: Birim, bu çalışmada tanımlanmış ve adlandırılmış olup, adını Çankırı G30-bl paftasının kuzeyinde yeralan Dodaş Köyü'nden almıştır.

Tip Yeri ve Dağılımı: Birimin en iyi görüldüğü yer, 1/25.000 ölçekli, Çankırı G30-bl paftasının kuzeyinde yeralan Dodaş Köyü doğusundadır. Yaklaşık D, KD-B, KB doğrultusunda yüzlek veren Sarıalan formasyonu'nun orta düzeylerini oluşturan Dodaş üyesi'ne ait birimler, batıda Bayramören Nahiyesi (Çankırı G30-a2) kuzeyde; Ulumelen Köyü, Dodaş Mahallesi, Sarıalan Köyü (Çankırı G30-bl), Kaçan Köyü kuzeyi, (Çankırı G30-b2), güneyde ise; Pürce-Dağı (Çankırı G30-a2)'ndan Kaçan Köyü'ne kadar uzanan bir hat boyunca sınırlanmış alanda yüzlek verirler (Şekil 1b).

Tip Kesit: Dodaş Üyesi'nin tip kesiti; 1/25.000 ölçekli, Çankırı G30-bl paftasının kuzeyindeki Dodaş mahallesi'nin doğusunda GD-KB doğrultusundaki bir hat boyunca alınan, "Dodaş ölçülü stratigrafi kesitidir (Şekil 7).

40°56'58 enlem, 33°20'10" boylam başlangıç ve



Şekil 7. Dodaş ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 7. Dodaş measured stratigraphic section.

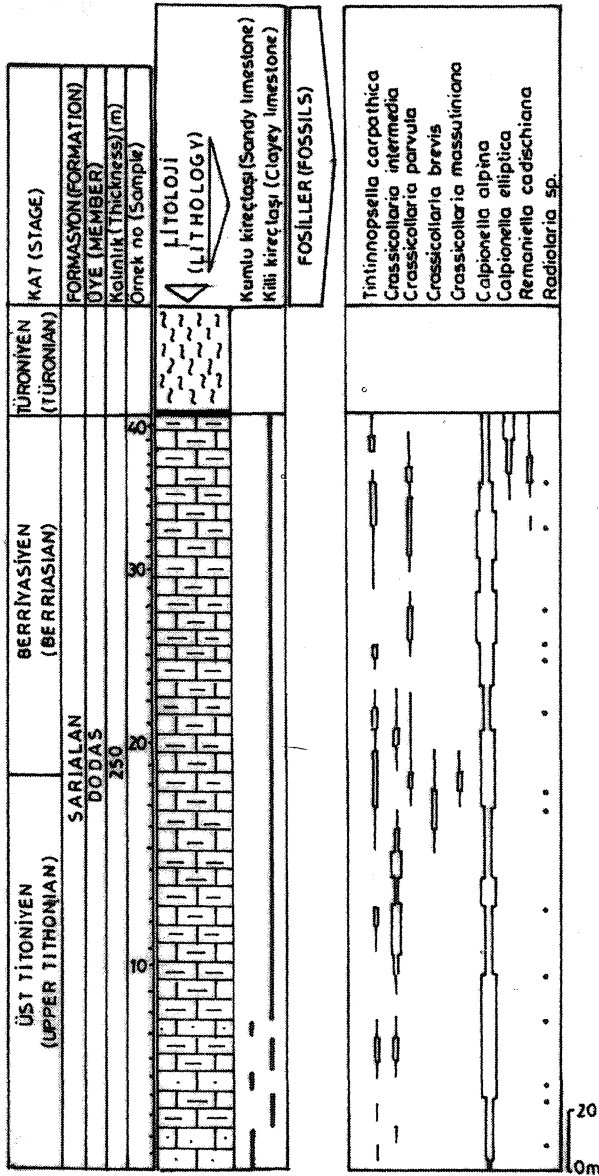
40°58'20" enlem, 33°19'48" boylam bitiş koordinatları arasında yeralan bu kesit, GD'dan, KB'ya doğru 3000 m gidişlidir. Bu kesitte 313 m'si Dumlupınar, 700 m'si Dodaş ve 187 m'si Beylerbeyi üyesine ait olmak üzere toplam 1200 m kalınlık ölçülmüştür.

Yardımcı Kesitler:

Çankırı G30-bl paftasında Ulumelen Köyü güneyinden kuzeye doğru alınan "Ulumelen ölçülü stratigrafi kesiti", 40°56'31" enlem, 33°16'30" boylam başlangıç ve 48°57'27" enlem, 33°16'45" boylam bitiş koordinatları arasında yeralmakta olup, G, GD'dan, K, KB'ya doğru 1700 m gidişlidir. Bu kesitte Dodaş üyesine ait 250 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 8).

Ayrıca, Sarıalan ve Davas Tepe ölçülü stratigrafi kesitlerinde, Dodaş üyesine ait birimlerden kesit alınmıştır.

Litoloji: Dodaş üyesine ait birimler, tabanda sarımsı-gri renkli ince tabakalı mikritik, az kumlu killi kireçtaşlarıyla başlanmakta olup, üste doğru killi kireçtaşları ve kireçtaşı aradüzeyleri içeren, killi kireçtaşı-marn arda-



Şekil 8. Ulumelen ölçülü stratigrafi kesiti.

Figure 8. Ulumelen measured stratigraphic section.

lanmasına geçerler. Birimin en üst düzeylerine doğru, kil oranı iyice azaldığı ve koyu kahverengi, hatta yer yer siyahımsı-gri renkli, mikritik kireçtaşlarına tedrici bir geçiş olduğu gözlenmektedir. Bölgedeki tektonik deformasyondan oldukça fazla etkilenen bu birim, kıvrımlı ve kırıklı bir yapı sunmaktadır. Titonik fasiyese ait bol oranda Calpionellid, radiolaria ve sünger spikülleri içeren kireçtaşlarının ayrıntılı mikroskobik incelemeleri sonucunda, calpionelli ve radiolarialı mikrit mikro-biyofasiyesinde oldukları saptanmıştır.

Kalınlık: Birim çalışma alanında, 220 m ile 700 m arasında değişen kalınlıklara sahiptir.

Alt ve Üst Sınırlar: Birim altta Dumlupınar üyesi, üstte ise, Beylerbeyi üyesi ile dereceli geçişlidir. Birimin Dumlupınar üyesi ile olan taban ilişkisi, çalışma alanının tamamında çok iyi gözlenmesine karşın, üstte Beylerbeyi üyesi ile olan ilişkisi; sadece Dodaş mahallesi'nden Beylerbeyi Sırtları'na kadar olan alanda gözlenmektedir. Bu alanlar dışında kalan yerlerde birim, genellikle Eldivan Ofiyolitli Karışığı tarafından üzerlenmiş durumdadır. Çalışma alanının kuzeybatısında ise Lütesiyen yaşlı Uzunoğlu formasyonu, birim üzerinde açılı uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil 1b).

Fosil Topluluğu: Birimden alınan ince kesit örneklerin paleontolojik incelemeleri sonucunda; birim içerisinde; *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanui & Filipescu), (Levha I, Şekil 2, 3), *T. longa* Calom (Levha I, Şekil 4, 5), *Crassicolitaria intermedia* (Durand Delga), (Levha I, Şekil 6), *Cr. parvula* Remane (Levha I, Şekil 7, 8), *Cr. brevis* Remane (Levha I, Şekil 9), *Cr. massutiniana* (Colom), (Levha I, Şekil 10), *Calpionella alpina* Lorenz (Levha I, Şekil 11, 12), *C. elliptica* Cadisch, (Levha I, Şekil 13), *Remaniella ferasini* (Catalano), (Levha I, Şekil 14), *i?*, *cadischiana* (Colom), (Levha I, Şekil 15, 16), *R. murgeanui* (Pop), (Levha II, Şekil 1), *Calpionellopsis simplex* (Colom), (Levha II, Şekil 2), *Cs. oblonga* Cadisch (Levha II, Şekil 3), *Lorenziella hungarica* Knauer & Nagy (Levha II, Şekil 4), *Calpionellites darderi* (Colom), (Levha II, Şekil 5, 6), *Ch. cf. cubensis* (Furrazola Bermudez) (Levha I, Şekil 1), *Cadosina lapidosa* Vogler, (Levha II, Şekil 7), *apthycus* (Levha II, Şekil 9), radiolaria, sünger spikülleri ve bazı pelajik ammonitler saptanmıştır.

Yaş: Saptanan bu fosillere göre birime, Üst Titoniyen-Alt Valanjiniyen yaşı verilmiştir.

Ortamsal Yorum: Birimin bol oranda radiolaria ve sünger spikülleri içermesi ve mikritik özellikte olması, derin deniz ortamında oluştuğunu göstermektedir. Fakat çok sayıda Calpionellid içermesi bu ortamın çok fazla derin (1000 m'den fazla) olmadığını işaret etmektedir.

Deneştirme: Birim, Bilecik Kireçtaşı, Soğukçam Kireçtaşları (Altınlı, 1973), İnalıtı Formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1962), Keltepe formasyonu (Türkecan ve diğ., 1991), Nallıhan formasyonu'nun Gücük üyesi (Tunç, 1980) ile Dumlupınar formasyonunun (Hakyemez ve diğ., 1986; Pehlivan ve diğ., 1987) titonik fasiyesinde gelişmiş, Calpionellidli düzeyleri ile karşılaştırılabilir.

Beylerbeyi üyesi

Birim adı: Birim, ilk kez bu çalışmada tanımlanmış

SARIALAN FORMASYONUNUN (ILGAZ-ÇANKIRI) TANIMLANMASI

ve adını Çankırı G30-bl paftasında yer alan Beylerbeyi sırtlarından almıştır.

Tip Yeri ve Dağılımı: Birimin en iyi gözleendiği yer, Çankırı G30-bl paftasının KD'sındaki Beylerbeyi Sırtları'nır. Yaklaşık, D-B doğrultusunda, sınırlı ölçekte yüzlekler veren bu üyeye ait birimler, formasyona ait birimlerin kuzeyinde yer alırlar. Batıda, Dodaş Mahallesi'nden, doğudaki Beylerbeyi Sırtları'na kadar olan bölümde ince bir şerit halinde yüzlekler veren bu birim, güney sınır boyunca, Dodaş üyesine ait birimler üzerinde dereceli geçişlidirler. Kuzey sınırları boyunca ise; yüzleğin batı kesimlerinde, Uzunoğlu formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülürken, doğu ucunda, Eldi van Ofiyolitli Karışığına ait birimler tarafından üzerlenmiş durumdadırlar. Sarıalan Köyü kuzeyinde ise; birimin üzerine Çırdak formasyonu uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 1b).

Tip Kesiti: Beylerbeyi üyesinin tip kesiti; 1/25.000 ölçekli, Çankırı G30-bl paftasının doğusundaki Sarıalan Köyü'nün doğusundan alınan, "Sarıalan ölçülü stratigrafi kesit"dir. G,GD-K, KB doğrultusunda alınan bu tip kesitin başlangıç koordinatları; 40°58'10" enlem, 33°22'10" boylam, bitiş koordinattan ise; 40°59'10" enlem 33°21'50" boylamdır. Bu kesitte Beylerbeyi üyesinin kalınlığı 216 m ölçülmüştür (Şekil 3).

Yardımcı Kesitler:

I- Çankırı G30-bl paftasında yer alan, Davas Tepe kuzeyinden başlanarak alınan, "Davas Tepe ölçülü stratigrafi kesiti", 40°56'50" enlem 33°21'28" boylam başlangıç ve 40°58'20" enlem, 33°20'45" boylam, bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, GD'dan, KB'ya doğru 3330 m gidişlidir. Bu kesitte Beylerbeyi üyesinin kalınlığı 250 m ölçülmüştür (Şekil 4).

n. Çankırı G30-bl paftasının kuzeyinde yer alan Dodaş Mahallesi'nin doğusundan alınan, "Dodaş ölçülü stratigrafi kesiti"; 40°56'58" enlem, 33°20'10" boylam, başlangıç ve 40°58'20" enlem, 33°19'45" boylam bitiş koordinatları arasında yer almakta olup, GD'dan KB'ya doğru 3000 m gidişlidir. Bu kesitte Beylerbeyi üyesinin kalınlığı 187 m ölçülmüştür (Şekil 7).

Litoloji: Beylerbeyi üyesinin egemen litolojisi; sarnımsı-kahverengi, yer yer koyu kahverengi renkli, kumtaşları ve silttaşları ile koyu kahve ve yeşil renkteki marnlardan oluşmuş olup, orta düzeylerinde, sarımsı, yer yer gri renkli, mikritik kireçtaşları da gözlenmektedir. Özellikle üst düzeylerinde, tuf ve spilitlerden oluşmuş volkanitlerin de gözleendiği bu birim, oldukça ince tabakalı olup, aşın şekilde tektonik deformasyona uğramış bir görünümdedir.

Birimden alınan örneklerin mikroskopik incelemeleri sonucunda; kumtaşlarının; karbonat çimentoyla çimentolanmış, 0, 1-1 mm boyutunda oldukça yuvarlaklaşmış feldispat ve kuvars tanelerinden oluştuğu, kireçtaşlarının ise; cadosinalı ve radiolarialı biyomikritik mikro-biyofasiyeste geliştiği gözlenmiştir. Tuf ve spilitlerden oluşan volkanik aradüzeylerden alınan kayaçların mikroskopik incelemelerinde ise, tüllerde; silisleşmenin oldukça yaygın olduğu gözlenmiş, spilitlerde ise, çok az feldispat mikrolitleri saptanmış ve boşluk dolgularının tümüyle karbonatlardan oluştuğu gözlenmiştir.

Kalınlık: Çalışma alanında birim, 187 ile 250 m arasında değişen kalınlıklardadır.

Alt ve üst sınırlar: Dodaş üyesi'ne ait birimler üzerinde dereceli geçişli olarak yer alan Beylerbeyi üyesinin üzerine; Beylerbeyi Sırtları'nda Çırdak formasyonuna ait birimler uyumlu olarak, daha doğuda kalan yörelerde ise; Uzunoğlu formasyonu açılı uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 1b).

Fosil Topluluğu: Birimden alınan örneklerin detaylı paleontolojik incelemeleri sonucunda, özellikle birim içerisinde yer alan kireçtaşı ve marnlı düzeylerde, *Cadosina fusca* Wanner, radiolaria ve sünger spikülleri saptanmıştır.

Yaş: Fosil içeriği ve stratigrafik konumu gözönüne alınarak birime, Üst Valanjiniyen-Hotriviye yaş verilmiştir.

Ortamsal Yorum: Kıta yamacına yakın, derin denizel bir ortamın ürünleri olan bu birimin çökmesi sırasında, bölgede tektonik ve volkanik etkinliğin oldukça yoğun olduğu söylenebilir.

Deneştirme: Birim; Ulus Formasyonu (Akyol ve diğ., 1974; Altun ve diğ., 1990), Akbayır Formasyonu (Bilgütay, 1960), Lalelik Formasyonu (Batman, 1978b), Susuz formasyonu (Hakyemez ve diğ., 1986; Pehlivan ve diğ., 1987) ve Çağlayan Formasyonu (Ketin ve Gümüş, 1962; Tüysüz, 1993) ile deneştirilebilir.

SONUÇLAE

Yaklaşık 100 km²lik bir alanı kapsayan çalışma alanının, 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası yapılmıştır.

Çalışma alanındaki, Kimmericyen-Hotriviye yaş aralığında çökelmiş olan ve daha önce birbirleriyle yanal ve düşey geçişli olduğu savunulan, Dumlupınar ve Susuz formasyonu olarak tanımlanmış ve adlandırılmış birimler, bu çalışmada Sarıalan formasyonu adı altında birleştirilerek tanımlanmıştır.

Sarıalan formasyonu içerisinde birbirleriyle dereceli

düşey geçişli olan, Kimmericyen-Alt Titoniye yaşlı Dumlupınar, Üst Titoniye-Alt Valanjiniye yaşlı Dodaş ve Üst Valanjiniye-Hotriviye yaşlı Beylerbeyi üyeleri ayrılanarak tanımlanmış ve adlandırılmıştır.

Chitinoidea cf. *cubensis* (Furrazola Bermudez), Türkiye'de ilk defa bu çalışmada saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu makale "İlgaz (Çankırı) Yöresindeki Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Kireçtaşlarının Stratigrafisi ve Paleontolojisi" başlıklı Doktora Tezinin bir bölümünü kapsamaktadır. Yazarlar, bu tezin bir bölümünü maddi olarak destekleyen C.Ü. Araştırma Fonuna teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyazı, M., 1996, İlgaz Yöresindeki Üst Jura-Alt Kretase Yaşlı Kireçtaşlarının Stratigrafisi ve Paleontolojisi. Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bil. Ens. 260 s., (yayınlanmamış).
- Akyol, Z., Arpat, E., Erdoğan, B., Göger, E., Güner, E., Şaroğlu, F., Şentürk, İ., Tütüncü, K., Uysal, Ş., 1974, Cide-Kuruca-Şile dolayının Jeoloji haritası ve açıklaması. (1/50.000). MTA Enst. Ankara.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağ, Z., Soysal, Y., Sunu, O., 1979: Eldivan-Şabanözü (Çankırı) dolayında ofiyolit yerleşmesine ilişkin bulgular. Jeoloji Mühendisliği Bül, 9,5-11.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağ, Z., Soysal, Y., Sunu, O., 1980, Eldivan-Şabanözü (Çankırı ve Hasayaz-Çandır (Kalecik-Ankara) dolayının Jeolojisi. MTA Ens. Derleme raporu: 6741. (yayınlanmamış).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H., ve Hakyemez, Y., 1982, Ankara-Elmadag-Kalecik dolayının Jeolojisi; MTA Enst. Rap. 7298 (yayınlanmamış).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y., 1984, Ankara-Elmadag-Kalecik dolayının temel jeoloji özellikleri. Jeoloji Mühendisliği, 10, s. 31-46.
- Akyürek, B., Akbaş, B. ve Dağ, Z., 1988. 1/100.000 ölçekli açınama nitelikli Türkiye Jeoloji haritaları serisi. Çankırı E. 16 paftası, Ankara.
- Altunlu, E., 1973, Bilecik Jurasığı: Cumhuriyetin 50. yılı Yer bilimleri Kongresi Tebliğleri, MTA s. 103-112.
- Altunlu, E. İ., Şengün, M., Keskin, H., Akçaören, F., Sevin, M., Deveciler, E. ve Akat, U.M., 1990. 1/100.000 öl-

çekli açınama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları serisi. Kastamonu B17 Paftası, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, MTA Ankara.

- Ayaroğlu, H., 1980. Tosya Kuzeybatısının (Karadere) Jeolojisi ve Ekonomik olanakları, JMO Derg. c. 10, s. 65-73.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., Çokuğraş, R. ve Kasar, S., 1986, Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi: TJK Bül., 29/2. s. 1-16.
- Batman, B., 1978b. Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve Yöredeki melanjin incelenmesi. il. Tektonik ve Jeolojik evrim. H.Ü. Yerbilimleri c.4,1-2, s. 125-124.
- Bilgütay, Ü., 1960. Hasanoğlan-Ankara civarının jeolojisi. MTA Ens. Derg. c. 54, s. 46-63.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., 1973: Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50. yılı yer bilimleri Kongresi-Tebliğler, MTA Enst. yayını, Ankara,70-77.
- Burşuk, A., 1981. Aşkale-Bayburt Yöresinde (KB Erzurum) Calpionellid Biyozonları. K.T.Ü. Yer Bil. derg. Jeoloji, cilt. 1, sayı. 1, s. 21-28.
- Burşuk, A., 1992. Bayburt ve Kop Dağları (KB Erzurum) Yöresindeki Calpionellid Biyozonları (Üst Jurassic-Alt Kretase) T.J.K. Bül., 35/2, s. 127-141.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R., Yılmaz, Y., 1983. Pontid'lerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler, T.J.K. Bül., 26/1, s.11-20.
- Granit, Y. ve Titant, H., 1960. Observation preliminaires sur le Jurassic de la region de Bilecik (Turquie). C.R. Acad. Science, Paris, V. 251 p. 1801-1803.
- Hakyemez, Y., Barkurt, M.Y., Bilginer, E., Pehlivan, Ş., Can, B., Dağ, Z., Sözeri, B., 1986. Yapraklı-İlgaz-Çankırı-Çandır Dolayının Jeolojisi. MTA Raporu, Derleme no: 7966. Ankara (yayınlanmamış).
- Ketin, I., ve Gümüş, A., 1963, Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye dahil sahaların jeolojisi. TPAO Arşivi, rapor no 288.
- Koçyiğit, A., 1987, Hasanoğlan (Ankara) yöresinin tektono-stratigrafisi: Karakaya Orojenik Kuşağının evrimi. Yerbilimleri, c. 14, s. 269-293.
- Pehlivan, Ş., Barkurt, M.Y., Bilginer, E., Can, B., Dağ, Z., Örcen, S., 1987. İlgaz Kuzeydoğusu-Boyalı-Kurşunlu dolayının Jeolojisi, MTA Raporu, Derleme no: 8171, Ankara (yayınlanmamış).
- Saner, S., 1980, Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramıyla açıklanması, KB Türkiye, MTA Derg., c 93/94, s. 1-20.

SARIALAN FORMASYONUNUN (ILGAZ-ÇANKIRI) TANIMLANMASI

- Tansel, İ., 1980. Nallıhan ve dolayının biyostratigrafisi incelemesi. H.Ü. Yer Bil. Ens. Yayın organı c. 5-6, s. 31-47.
- Tokay, M., 1973: KAF Zonu'nun Gerede-İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: KA Fayı ve Deprem kuşağı Simp. MTA, Enst. Ankara.
- Toker, V., 1975, Sorgun Çayı boyunca Nallıhan bölgesi Kretase stratigrafisi: T.B.T.A.K.V. Bilim kongresi tebliğleri, s 31-48.
- Tunç, M., 1980, Davudoğlan (Beypazan)-Seben (Bolu) Arasında kalan ve Aladağçay boyunca olan bölgenin stratigrafisi: A.Ü. Fen Fak. Doktora Tezi, 75 s. (yayınlanmamış).
- Tüysüz, O., 1993, Tectonic evolution of a part of the Tethyside Orogenic Collage: The Kargı Massif, Northern Turkey, Tectonics, v. 9, s. 141-160.
- Tüysüz, O., Yiğitbaş, E. ve Serdar H. S., 1990a: Orta Pontidlerin erken Mesozoyik evrimine bir yaklaşım: Paleotetis/Karakaya kenar deniz problemi: Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, TMMOB Petrol Mühendisleri Odası, 351-362.
- Tüysüz, O., Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. ve Serdar H. S., 1990b: Orta Pontidlerde Üst Jura-Alt Kretase stratigrafisi ve anlamı: Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, TMMOB Petrol Mühendisleri Odası, 340-350.
- Yılmaz, O., 1980, Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafi birimleri ve tektoniği. H.Ü. Yerbilimleri Derg. 5-6, s. 101-135.
- Yüksel, S., 1985, Azdavay (Kastamonu) batı yöresi Jura-Alt Kretase Karbonat dizisinin sekansiyel analizi, K.T.Ü. Derg., 4/4, s. 43-47.

Makalenin geliş tarihi: 07.02.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 27.06.1998

Received February 07, 1998

Accepted June 27, 1998

LEVHA I

Chitinoidea cf. cubensis (FURRAZOLA BERMUDEZ)

Şekil 1. Dumlupınar ölçülü stratigrafi kesiti (YD.34), X200.

Tintinnopsella carpathica MURGEANUI & FILIPESCU

Şekil 2. Dodaş ölçülü stratigrafi kesiti (DŞ. 24), X200.

Şekil 3. Sarıalan ölçülü stratigrafi kesiti (SA.42), X200.

Tintinnopsella longa (COLOM).

Şekil 4. Sarıalan ölçülü stratigrafi kesiti (SA.44), X200.

Şekil 5. Davas Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (DT. 39), X200.

Crassicollaria intermedia (DURAND DELGA).

Şekil 6. Dodaş ölçülü stratigrafi kesiti (DŞ.14), X200.

Crassicollaria parvula REMANE.

Şekil 7. Ulumelen ölçülü stratigrafi kesiti (U.33), X200.

Şekil 8. Sarıalan ölçülü stratigrafi kesiti (SA.25), X200.

Crassicollaria brevis REMANE.

Şekil 9. Sarıalan ölçülü stratigrafi kesiti (SA.20), X200.

Crassicollaria massutiniana (COLOM).

Şekil 10. Ulumelen ölçülü stratigrafi kesiti (U.19), X200.

Calpionella alpina LORENZ.

Şekil 11. Sarıalan ölçülü stratigrafi kesiti (SA.20), X200.

Şekil 12. Davas Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (DT.30), X200.

Calpionella elliptica CADISCH.

Şekil 13. Ulumelen ölçülü stratigrafi kesiti. (U.40), X200.

Remaniella ferasini (CATALANO).

Şekil 14. Davas Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (DT. 32), X200.

Remaniella cadischiana (COLOM).

Şekil 15. Ulumelen ölçülü stratigrafi kesiti (U. 36), X200.

Şekil 16. Davas Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (DT.40), X200.

PLATE I

Chitinoidea cf. cubensis (FURRAZOLA BERMUDEZ)

Figure 1. *Y. Dumlupınar measured stratigraphic section (YD34), X200.*

Tintinnopsella carpathica MURGEANUI & FILIPESCU.

Figure 2. *Dodaş measured stratigraphic section (DŞ.24), X200.*

Figure 3. *Sarıalan measured stratigraphic section (SA.42), X200.*

Tintinnopsella longa (COLOM).

Figure 4. *Sarıalan measured stratigraphic section (SA.44), X200.*

Figure 5. *davas Tepe measured stratigraphic section (DT.39), X200.*

Crassicollaria intermedia (DURAND DELGA)

Figure 6. *Dodaş measured stratigraphic section (DŞ.14), X200.*

Crassicollaria parvula REMANE.

Figure 7. *Ulumelen measured stratigraphic section (U.33), X200.*

Figure 8. *Sarıalan measured stratigraphic section (SA.25), X200.*

Crassicollaria brevis REMANE.

Figure 9. *Sarıalan measured stratigraphic section (SA.20), X200.*

Crassicollaria massutiniana (COLOM).

Figure 10. *Ulumelen measured stratigraphic section (U.19), X200.*

Calpionella alpina LORENZ.

Figure 11. *Sarıalan measured stratigraphic section (SA.20), X200.*

Figure 12. *Davas Tepe measured stratigraphic section (DT.30), X200.*

Calpionella elliptica CADISCH.

Figure 13. *Ulumelen measured stratigraphic section (U.40), X200.*

Remaniella ferasini (CATALANO).

Figure 14. *Davas Tepe measured stratigraphic section (DT32), X200.*

Remaniella cadischiana (COLOM).

Figure 15. *Ulumelen measured stratigraphic section (U36), X200.*

Figure 16. *Davas Tepe measured stratigraphic section (DT.40), X200.*



1



2



3



4



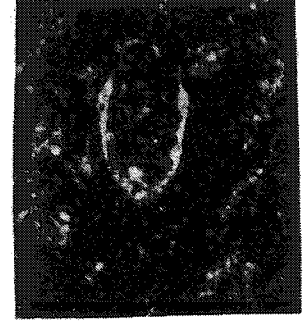
5



6



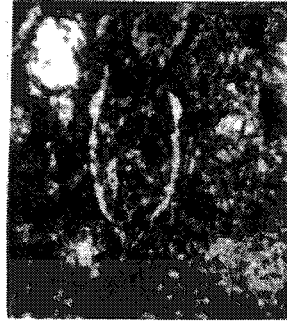
7



8



9



10



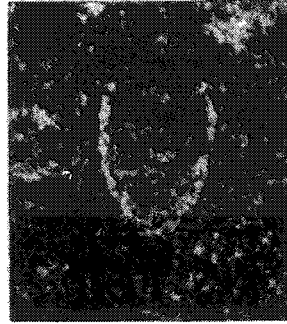
11



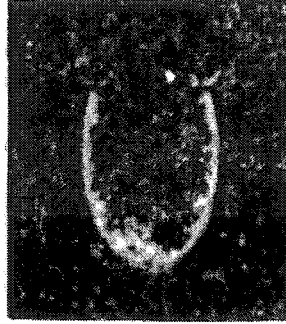
12



13



14



15



16

50 μ

LEVHA II

Remaniella murgeanui (POP).

Şekil 1. Dodaş ölçülü stratigrafi kesiti (DŞ.36), X250.

Calpionellopsis simplex (COLOM).

Şekil 2. Dodaş ölçülü stratigrafi kesiti (DŞ.32), X250.

Calpionellopsis oblonga CADISCH.

Şekil 3. Davas Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (DT. 37), X250.

Lorenziella hungarica KNAUER & NAGY.

Şekil 4. Dodaş ölçülü stratigrafi kesiti (DŞ.40), X250.

Calpionellites darderi (COLOM).

Şekil 5. Sarialan ölçülü stratigrafi kesiti (SA.48), X250.

Şekil 6. Davas Tepe ölçülü stratigrafi kesiti (DT.45), X250.

Cadosina lapidosa VOGLER.

Şekil 7. Dodaş ölçülü stratigrafi kesiti (DŞ.9), X50.

Saccacoma.

Şekil 8. Y. Dumlupınar ölçülü stratigrafi kesiti (YD.19), X50.

Apthycus.

Şekil 9. Y. Dumlupınar ölçülü stratigrafi kesiti (YD.17), X50.

PLATE II

Remaniella murgeanui (POP).

Figure 1. Dodaş measured stratigraphic section (DŞ.36),

X250.

Calpionellopsis simplex (COLOM).

Figure 2. Dodaş measured stratigraphic section (DŞ.32),

X250.

Calpionellopsis oblonga CADISCH.

Figure 3. Davas Tepe measured stratigraphic section (DT.37),

X250.

Lorenziella hungarica KNAUER & NAGY.

Figure 4. Dodaş measured stratigraphic section (DŞ.40),

X250.

Calpionellites darderi (COLOM).

Figure 5. Sarialan measured stratigraphic section (SA.48),

X250.

Figure 6. Davas Tepe measured stratigraphic section (DT.45),

X250.

Cadosina lapidosa VOGLER.

Figure 7. Dodaş measured stratigraphic section (DŞ.9), X50.

Saccacoma.

Figure 8. Y. Dumlupınar measured stratigraphic section (YD.

19), X50.

Apthycus.

Figure 9. Y. Dumlupınar measured stratigraphic section

(YD.17), X50.



1



2



3



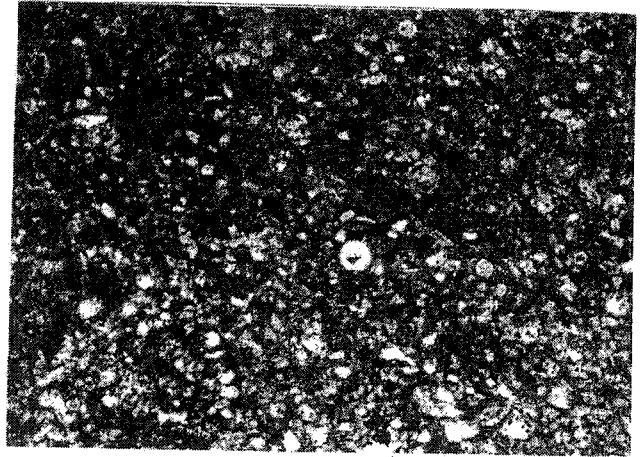
4



5



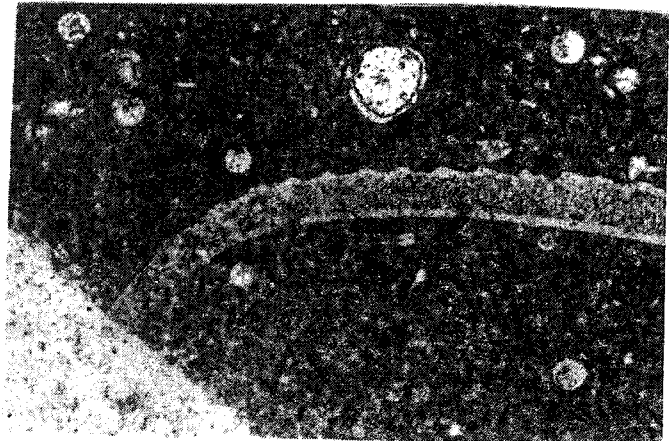
6



7



8



9

Şekil. 1-6. (Figure.1-6.) $\frac{50\mu}{250\mu}$
Şekil. 7-9. (Figure.7-9) $\frac{50\mu}{250\mu}$



Dodurga (Çorum) kömür havzasında karbonat ve smektit minerallerinin kökeni ve diyajenetik evrimi*

Origin and diagenetic evolution of carbonate and smectite minerals in the Dodurga (Çorum) coal basin

Hüseyin YALÇIN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

Şenol KARSLI

Maden Tetkik ve Arama Bölge Müdürlüğü, Trabzon

Öz

Dodurga formasyonunun ana litolojisini kilitaşı, bitümlü şeyi, dolomit ve kömürler oluşturmaktadır. Kireçtaşı ve marnlar ise arakatkılar biçiminde ender olarak gözlenmektedir. Egemen mineralleri killeri, yer yer de kalsit ve dolomit oluşturmaktadır. Opal-CT, genellikle volkanojenik kilitaşlarına bağımlıdır. Kuvars ve feldispat çoğu seviyelerde gözlenmekle birlikte, miktarı genellikle düşüktür. Pirit ve jips, çoğunlukla organik maddece zengin seviyelerde bulunmaktadır. Analsime bir seviyede, jarosite en üstteki kömür zonunda, ayrıca markasite alt kömür zonunda sadece Kargı yöresinde rastlanılmaktadır. Alpagut yöresinde huntit, barit ve götit; Ayvaköy yöresinde ise manyezit ortaya çıkmaktadır. Dioktahedral smektit tüm alt basenlerin ana kil mineralidir. Bu minerale eşlik eden illit, klorit ve kaolinitin miktarı alt kömür zonunun altında kısmen artmaktadır. Smektitler yer yer Fe'ce zengin olmak üzere montmorillonit ve baydelit bileşiminde olup, yüksek sıcaklık davranışları ile birbirinden ayrılabilir. İdeal kalsit ve Ca-dolomitler killi kayalar ile arakatkılı kireçtaşı ve marnlarda ideal rombohedral, yüksek Mg-kalsitler kömürlü zonda çarpık rombohedral kristaller halindedir. Bu mineral türleri ve biçimindeki değişimler, mikrogözeneklerin kimyası ile denetlenmiş gözükmektedir.

Anahtar Sözcükler: Gösel, Jeokimya, Karbonat, Mineraloji, Miyosen, Smektit.

Abstract

The main lithologies of Dodurga formation consist of clay stone, bituminous shale, dolomite and coals. Limestone and marls are rarely observed as intercalations. The dominant minerals are clays and uncommonly calcite and dolomite. Opal-CT is bounded up with volcanogenic clay stones. The contents of quartz and feldspar are usually lower, although they are determined in almost all levels. Pyrite and gypsum are commonly found in organic material-rich sediments. Analcime in one layer, jarosite in the uppermost coal zone and marcasite in the lower coal zone are only encountered in the Kargı area. Huntite, siderite, barite and goetite appear in the Alpagut area. Magnesite are present in the Ayvaköy area. Dioctahedral smectite is a common clay mineral of all sub-basins. The amounts of illite, chlorite and kaolinite associated with this mineral partly increase at bottom of lower coal zone. Smectites have montmorillonite and beidellite compositions which are partly iron-rich and they could be distinguished from each other's by means of high temperature behaviours. Ideal calcite and Ca-dolomites are found as ideal rhombohedral crystals in the limestone and marls intercalated with clayey rocks, however high Mg calcites have non-ideal rhombohedral crystals in the coal zone. It seems that the variation in the species and habits of these minerals are controlled by the chemistry of micropores.

Key Words: Lacustrine, Geochemistry, Carbonate, Mineralogy, Miocene, Smectite.

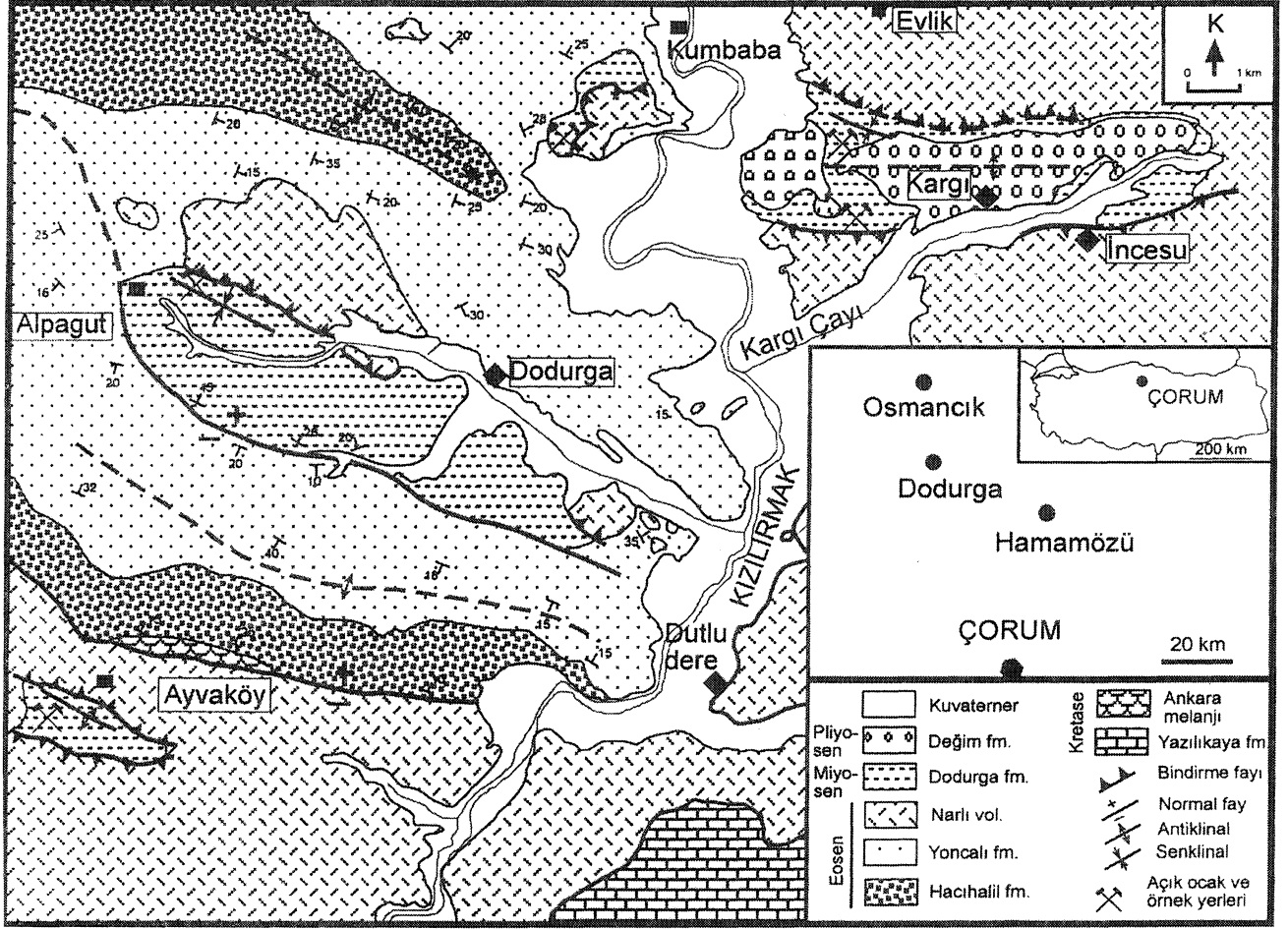
GİRİŞ

Türkiye'de başlıca Tersiyer yaşlı denizel ve gösel kömür sahaları geniş bir yayılıma sahiptir. Bunlardan biri de Dodurga çevresinde değişik kesimlerde gözlenen Miyosen yaşlı gösel olduğu düşünülen havzadır (Toprak, 1996). İncelenen bu kömürlü alan Çorum'un 45 km kuzeyinde olup, 1/25000 ölçekli Çorum-G 33-a₂, a₃, b₁₅

b₂, b₃ ve b₄ paftalarının belirli bir kısmını (272 km²) kapsamaktadır (Şekil 1). Bu çalışmada; sedimanter kayalarındaki otijenik minerallerin mineralojik ve jeokimyasal karakteristiklerinin ortaya konulması ve sonuçta bu minerallerin köken ve diyajenetik tarihçelerinin açıklanmaya çalışılması amaçlanmıştır,

Kömür içeren havzalarda konkresyonlar, mercekler,

* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.



Şekil 1. Dodurga çevresinin yerbuldum ve jeoloji haritası (Karşı, 1996).
Figure 1. Location and geology map of Dodurga region (Karşı, 1996).

bantlar ve tabakalar biçiminde bulunan, özellikle kil, karbonat, sülfat ve Fe minerallerinin tür ve kimyasal bileşimleri bakımından önemli değişimler sunması (Örneğin, Matsumoto ve Iijima, 1981; Curtis ve diğerleri, 1986; Yalçın ve diğerleri, 1997); bu minerallerin kökenini ve diyajenetik evrimlerinin araştırılmasını ilginç hale getirmektedir.

STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

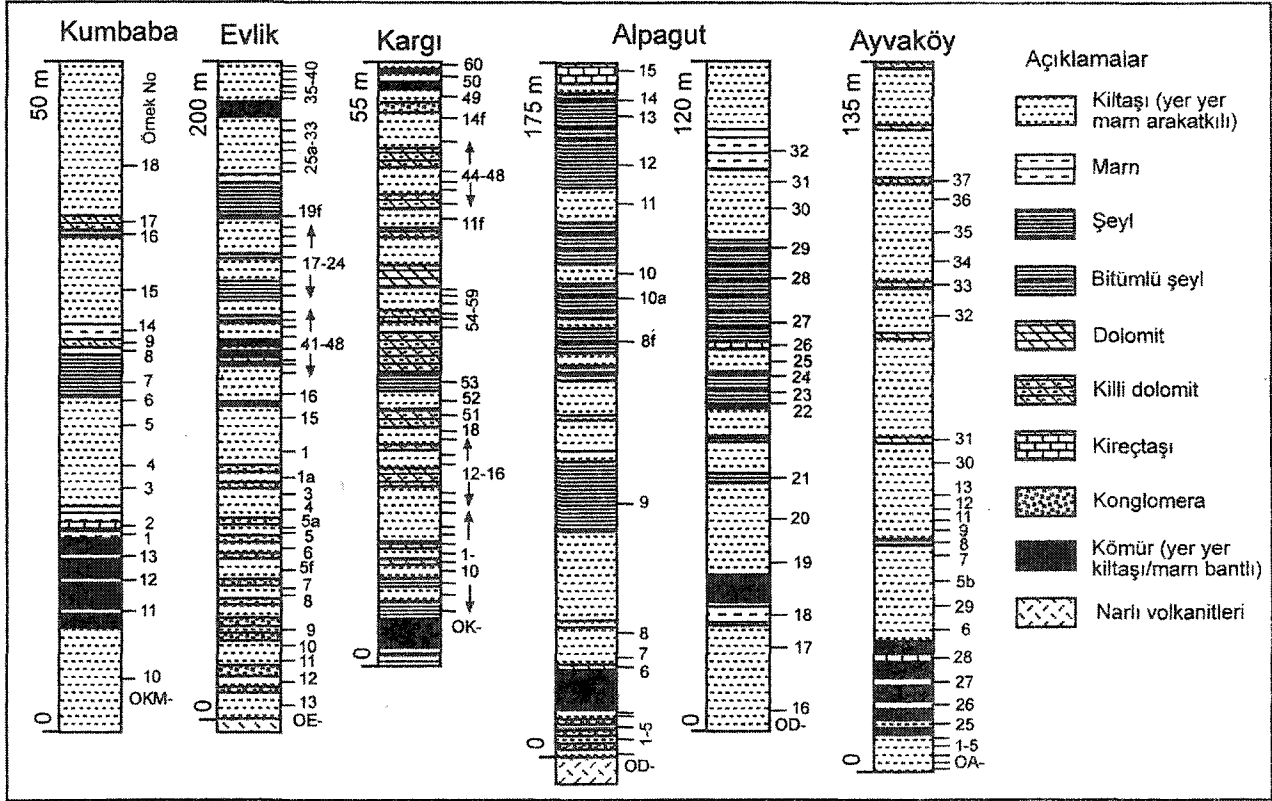
İnceleme alanındaki istif (Şekil 1), Alt Kretase yaşlı Yazılıkaya formasyonu, Üst Kretase yaşlı Ankara Melanjı, Yipreziyen yaşlı Hacihalil ve Yoncalı formasyonları, Lütesiyen yaşlı Narlı volkanitleri, Miyosen yaşlı Dodurga formasyonu, Pliyosen yaşlı Değim formasyonu ve Kuvaterner oluşukları şeklindedir (Ünalın, 1975). Toprak (1996) tarafından tanımlanan Kızılırmak formasyonu ise kömürlü Dodurga formasyonu'nun tabanını temsil etmekte olup, Dodurga formasyonu içinde değerlendirilmiştir. Bu birimlerden Yazılıkaya formasyonu

nu kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı, Ankara melanjı radyolarit ile temsil edilmektedir. Hacihalil formasyonu kiltası ve kumtaşı arakatlı, kaim tabakalı polijenik konglomera, Yoncalı formasyonu bol nurnmülitli kumtaşı-kiltası-marn ardalanmasından, Narlı volkanitleri andezitik-bazaltik lav ve piroklas tiki erden oluşmaktadır. Değim formasyonu ise kumtaşı mercekli çakıllar içermektedir.

İnceleme alanında kömürlü Neojen'i temsil eden Dodurga formasyonu, kuzeydoğudan güneybatıya doğru kömür ocaklarının bulunduğu Evlik, Kargı, İncesu, İkizler, Kumbaba, Alpagut ve Ayvaköy olmak üzere yedi yörede mostra vermekle birlikte, bunlardan İncesu sahası Kargı'nın devamı niteliğinde olduğundan birlikte değerlendirilmiş, İkizler sahası ise küçük olduğundan örneklenmemiştir (Şekil 1).

Evlik yöresi: İstifin alt kesimlerinde açık yeşil, gri, sarımsı, kahverengi ve siyah renkli kiltaları ile ardalanmalı iri taneli epiklastik kayalar bulunmaktadır (Şekil 2). Maksimum 3 m kalınlığa sahip tabakalardan oluşan

DODURGA (ÇORUM) KÖMÜR HAVZASINDA KARBONAT VE SMEKTİT MİNERALLER



Şekil 2. Dodurga formasyonunun referans kesitleri.
Figure 2. Reference sections of Dodurga formation.

kum ve îdi bağlayıcı malzemeli konglomeralar gri, sarı renkli, 10 cm boyutunda çoğunlukla killeşmiş volkanik kökenli, köşeli ve kötü boylanmak çakıllardan oluşmakta, yer yer küçük kanal dolguları da içermektedir. Gri, sarı renkli ve en fazla 15 m kalınlığındaki kumtaşları içerisinde 1 cm çaplı volkanik çakıllar bulunmaktadır. İstifin alt kesimlerindeki konglomera-kumtaşı-kiltası aralanması üzerinden toplam 6 m kalınlığındaki siyah renkli ve ilk 3 m'lik kesimi killi olan, beyaz-gri renkli 30 cm kalınlığında kireçtaşı arakatlısı içeren kömürlü bir zon gelmektedir. Kömür tabakaları içerisinde 40 cm çapında ve çekirdeklerinde bitkisel malzeme veya kayaç parçacıkları bulunan kil topçukları/yumruları mevcuttur. Kömürlü zonun üzerine bitümlü şeyi arakatlı yer yer laminalı yeşil, gri, siyah, kahverengi, kiltası, şeyi, marn aralanması gelmektedir. Altta ana kömür tabakasının yaklaşık 70 m üzerinde, kahverengi, kalitesiz ve maksimum 15 cm çapa ulaşabilen çok yoğun jips kristalleri ve sarı renkli jarosit sıvamaları içeren, killi, 5 m kalınlığında ikinci bir kömür tabakası yer almaktadır. Bu kömür tabakasının altında ve üzerinde gri-beyaz renkli marnlar bulunmaktadır.

Kargı yöresi: Ana kömür tabakasının hemen altında iyi yapraklanmış bitümlü şeylerle başlayan istif (Şekil 2), kömürün üzerinde maksimum 30 cm kalınlığa ulaşan çoğunlukla ince tabakalı yeşil-gri renkli şeyi, sarı, bej renkli kiltası ve dolomitlerle devam etmektedir. İstifin orta kesimlerine doğru tabaka kalınlığı artmakta, yer yer 3-4 m kalınlığa ulaşan yine sarı-beyaz renkli kiltaslar ve dolomitler ile bunlarla arakatlı ince tabakalı, yeşil-siyah renkli şey İler gözlenmektedir. Altta ana kömür tabakasının yaklaşık 60 m üzerinde kahverengi linyit karakterinde ikinci bir kömür tabakası mevcuttur. Bu iki kömür zonu arasındaki killi karbonatlı kayalarda yaygın kıvrımlanmalar ve faylanmalar gözlenmektedir. Üstteki kömür tabakasının içerisinde ve hemen altındaki yeşil renkli kiltaslar içerisinde yer yer 30 cm çapa ulaşabilen beyaz renkli yaygın jips kristalleri ve sarı renkli jarosit sıvamaları bulunmaktadır.

Kumbaba yöresi: İstif (Şekil 2), kömürün hemen altındaki siyah renkli kiltaslarıyla başlamakta, 5 m kalınlıkta ve 20 cm'ye varan kiltası arakatlı içeren kömür tabakasıyla devam etmektedir. Kömürün üzerinde 35 cm kalınlığında, Mollusk kavkılı, gri-beyaz renkli,

çörtlü kireçtaşıyla başlayan seviye, beyaz killi dolomit (30 cm), marn ve şeyi arakatlı yeşil, siyah, gri renkli, yer yer laminalanma gösteren kilttaşları devam etmektedir. İstifin üst kesimlerinde, jips kristalli ve jarosit sıvımalı, kahverenkli, kalitesiz ikinci bir kömür seviyesi gözlenmektedir.

Âipagut yöresi: Kömür ocağının kuzeydoğu kesiminde istif; kırmızı renkli, 1.5 m kalınlıkta ve içerisinde maksimum 30 cm çapa ulaşabilen, köşeli, kötü boylan - mah, volkanik kayaç çakıllarından oluşan konglomera ve kırmızı-mavi renkli kilttaş araldanması ile başlamaktadır (Şekil 2). Bu seviyenin üzerine 8.5 m kalınlığında, az killi linyit-İinyitli kilttaş arasında değişen kömürlü zon gelmektedir. Kömürlü zonun üzerinde beyaz renkli dolomit ile başlayan tabakalar, bitki izli ve Mollusk kavkılı, yeşil, gri, siyah renkli kilttaşları ile devam etmektedir. Daha üst kesimlerde ise yine gri, yeşil, siyah renkli kilttaş, marn, şeyller ve bitümlü şey İlerin araldanmasından oluşan bir seviye yer almakta olup, sarımsı, kahverenkli yaklaşık 3 m kalınlıktaki karbonatlı çörtlerle sona ermektedir.

Alpagut ocağı güneydoğu kesiminde istif (Şekil 2); kömür tabakasının hemen altında yeşil, kırmızı ve gri renkli kilttaşları ile başlamaktadır. Kömürün üzerinde ise çörtlü kireçtaşı arakatlı (2 m), yeşil, gri, siyah renkli, Mollusk kavkı parçaları içeren kilttaş, marn ve bitümlü şeyller bulunmaktadır. Ayrıca, istifin üst kesimlerindeki kilttaşlarının tabakalanma düzlemleri arasında yaklaşık 2 mm çapında, şeffaf, gri renkli, yıldız biçimli barit minerallerine rastlanılmıştır. Bu yörede MTA tarafından gerçekleştirilen sondaj çalışmalarında sahanın kuzey ve kuzeybatısında tek bir kömür tabakası kesilirken, güney ve güneybatıda birden fazla kömür tabakası kesilmiştir (Toprak, 1996).

Ayvaköy yöresi: Tabandaki kömür tabakasının hemen altında gri, yeşil, siyah kilttaşları bulunmaktadır (Şekil 2). Daha sonra 15 m kalınlığında, linyitli kilttaşından az killi linyite kadar değişen, içerisinde maksimum 10 cm kalınlığında yeşil, siyah renkli kilttaş ve gri renkli kireçtaşı arakatlıları bulunan kömürlü zon gelmektedir. Kömürlü zonun üzerindeki kesim ise yer yer Mollusk kavkı parçaları içeren genellikle gri, yeşil, siyah kilttaşlarından oluşmakta, içerisinde çok ince kahverenkli bitümlü şeyi ve 50 cm kalınlığa ulaşabilen beyaz renkli dolomit, killi dolomit ve çörtlü dolomit arakatlıları bulunmaktadır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Çoğunlukla açık ocaklardan alınan örnekler üzerinde çeşitli labratuvar yöntemleri kullanılmıştır. Optik mik-

roskop (OM) incelemeleri, C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü/nde hazırlanan çok az sayıdaki kayaç ince kesitleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemeleri 5 örnek üzerinde MTA Genel Müdürlüğü/nde gerçekleştirilmiştir.

167 adet örneğin X-ışınları çalışmaları C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları/nda (MİPJAL) Rigaku marka DMAX IIC model X-ışınları difraktometresinde gerçekleştirilmiştir. Belirlenen minerallerin yarı nicel yüzdeleri yanıt oranları dikkate alınarak hesaplanmıştır (Gündoğdu, 1982). 117 örnekte kil ayırma işlemleri yapılmış ve difratogramlardaki pik şiddetlerinden (normal ve/veya etilen glikollü) yararlanılarak kil minerallerinin yarı nicel bollukları hesaplanmıştır. 25 örnekte smektitlerin oktaedrik bileşimleri $d_{(060)}$ yansıması yardımıyla bg-parametresinden hesaplanmıştır. Ayrıca, 15 smektit örneğinin diferansiyel termal analiz-termogravimetrik analiz (DTA-TGA) incelemeleri, C.Ü. Kimya Mühendisliği Bölümü/nde Shimadzu marka DT-TG-50 model birleşik analizörde yapılmıştır.

Mineral fazında (15 adet smektit ve 16 adet karbonat) yapılan ana iz ve element çözümlenmeleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü/nde gerçekleştirilmiştir. Smektit analizleri için Rigaku marka 3270 model X-ışınları floresans spektrometresi (XRF), karbonat için Perkin Elmer marka 2380 model atomik absorpsiyon spektrometresi (AAS) kullanılmıştır. Analizler USGS (Flanagan, 1976) ve CRPG (Govindaraju, 1989) kayaç standartları eşliğinde yapılmış olup, doğruluk ana elementlerde $\% \pm 2$, eser/iz elementlerde $\% \pm 5$ mertebesindedir.

MİNERALOJİ

OM ve SEM İncelemeleri

Dolomitik seviyelerden alınan 4 örneğin ancak ince kesiti yapılabilmiş ve Folk (1968) sınıflamasına göre, bunların dolomikrosparit dokuya sahip ve yer yer gastropod fosilli ve mikrolaminasyonlu oldukları gözlenmiştir.

Kargı yöresine ait dolomit+smektit içeren killi dolomit örneğinin (OK-51) mirofotoğrafında smektitik bağlayıcı malzemede tek veya birleşik, özşekilli rombohedral dolomit kristalleri bulunmaktadır (Şekil 3a). Oldukça düzgün yüzeylere ve çözünme izlerine sahip dolomit kristallerinin büyüklükleri 1-10 *µm* arasında değişmektedir, gözeneklerde büyüyenlerin daha iri oldukları görülmektedir.

Bütünüyle smektiten oluşan bir kilttaş örneği (OK-

59), smektit levhalarının yanı sıra, diyatome kavrıkları da içermektedir (Şekil 3b). Ayrıca smektit levhalarının laminalanma düzlemine paralel dizildikleri ve bölgedeki yoğun tektonik hareketlerin mikro ölçekte de etkili olduğunu gösteren mikrokıvrım belirtileri de görülmektedir.

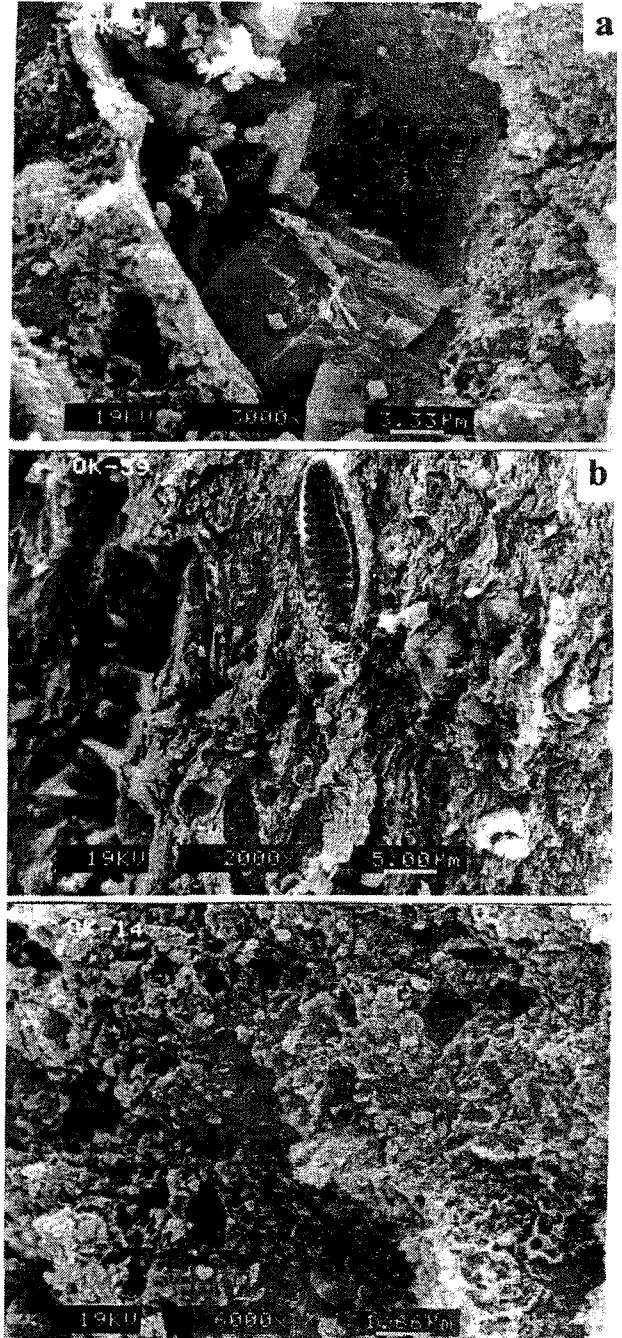
Az miktarda analsim ve bol miktarda smektit içeren diğer bir kil taşı örneğinde (OK-14), kıymıklı ve boşluklu volkanik cam üzerinde büyümüş smektit levhaları görülmektedir (Şekil 3c). Mikrofotografın sağ-alt köşesinde süngersi doku belirgin olup, gözeneklerde yaklaşık 1 μm büyüklüğünde ve eşboyutlu minerallerin ise analsim olduğu tahmin edilmektedir.

Ayvaköy kömür ocağından alınan dolomit+opal-CT+siderit+manyazit parajenezine sahip örnekte (OA-31), 1 μm 'dan küçük opal-CT sferülitleri değişik açılarla çapraz biçimde birbirlerini keserek 2-3 μm boyutunda yuvarlak kümeler oluşturmaktadır (Şekil 4a). Masif tanelerin uç kesimlerinde de opal-CT iğnelerinin (1-2/ μm) geliştiği, ayrıca mikrofotografın sol-alt köşesinde yaklaşık 4 μm uzunluğunda ve 0.08 μm kalınlığında illit yaprakları da görülmektedir. Üst üste dizilmiş illitlerin klivaj düzlemleri ile birbirinden ayrılması, detritik mikalara işaret etmektedir. Oldukça düzgün morfolojili, tek ve birleşik rombohedral dolomitlerin dışında, bağlayıcı malzemede yarı özşekilli veya çoğunlukla masif, çözünme izlerine sahip dolomitler de bulunmaktadır.

Alpagut yöresini temsil eden bitümlü şeyller (OD-18) levhamsı smektitlerin yanı sıra, genellikle birleşik kristallerden meydana gelmiş, özşekilli rombohedral ve çarpık Mg-kalsit kristalleri içermektedir (Şekil 4b). Aynı örneğin bir başka mikrofotografında Mg-kalsitin yanı sıra, stronsiyanit (?) olduğu sanılan bir başka mineral de gözlenmektedir (Şekil 4c).

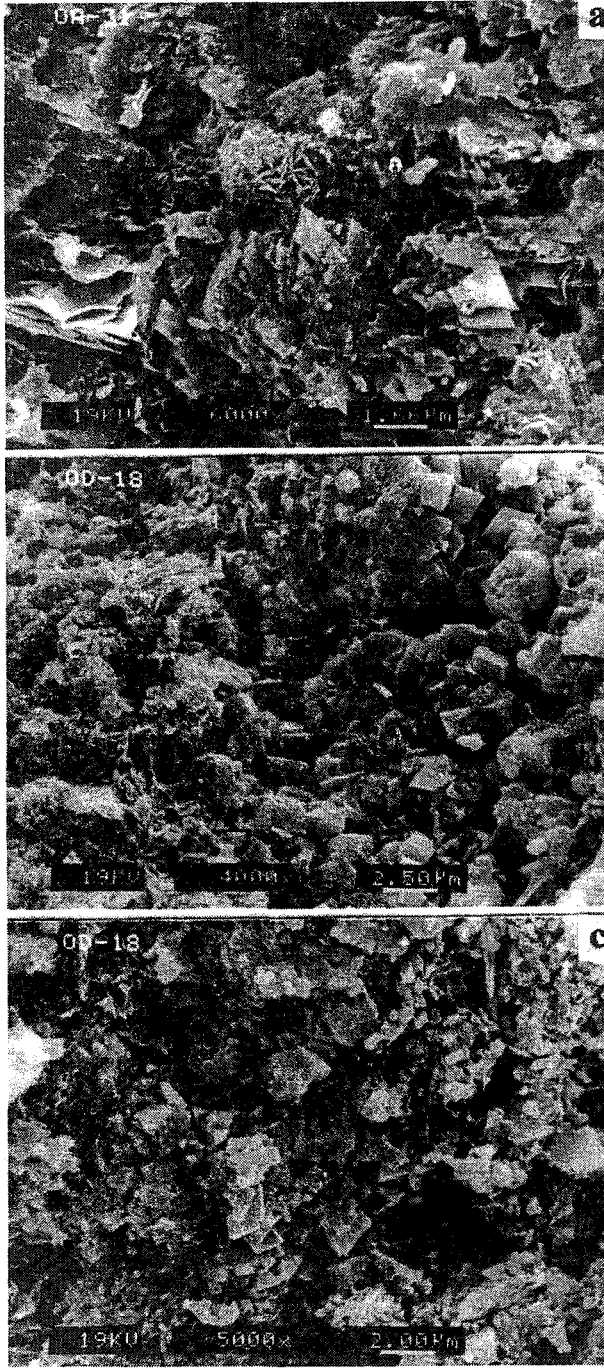
XRD İncelemeleri

Evlik yöresinde en yaygın mineral parajenezini kalsit+opal-CT+kil minerali oluşturmaktadır. Bu birlikteliğe düşük miktarlardaki kuvars ile bazen feldispat, jips, pirit, ender olarak da dolomit ve markasit eşlik etmektedir. İstifin alt-orta kesimleri feldispatça zenginken, üst kesimlerinde bu mineral daha az oranda gözlenmektedir. Opal-CT kömürlü zon dışında tüm seviyelerde izlenebilmektedir. Pirit, kömürlü zon ve yakınında gözlenirken, jips minerali istifin üst kesimlerinde bulunmaktadır. Dolomit sadece bir seviyede ve çok az miktarda (% 5) belirlenmiştir. Yine sadece bir örnekte belirlenen markasit, ana kömür tabakası içerisindeki kiltası topçuklarında/yumrularında piritle birlikte bulunmaktadır. Dioktahedral bileşimdeki smektit tüm seviyelerin egemen kil



Şekil 3. SEM mikrofotografı, a) Smektitik bağlayıcı malzemede tek veya birleşik, özşekilli rombohedral ve çözünme izlerine sahip gözenekte gelişmiş dolomitler, b) İnce smektit levhaları ve smektitik bağlayıcı malzemede diyatome kavrıkları, c) Kıymıklı ve boşluklu volkanik cam üzerinde büyümüş smektit levhaları.

Figure 3. SEM photomicrographs, a) Unique or combined, eu-hedral, rhombohedral dolomites with solution traces that are developed within the pores in the smectitic matrix, b) Thin smectite plates and diatom shells in the smectitic matrix, c) Smectite plates grown on the volcanic glass with shard arid void.



Şekil 4. SEM mikrofotografaları, a) Opal-CT sferülitleri ve yumakları, özşekilli-yarı özşekilli, rombohedral dolomitler ve ince illit yaprakları, b) İdeal ve çarpık Mg-kalsit kristalleri ve ince smektit levhaları, c) Mg-kalsit ve özşekilli stronsiyanit

Figure 4. SEM photomicrographs, a) Opal-CT spherulites and balls, euhedral-subhedral rhombohedral dolomites and thin illite flakes, b) Ideal and non-ideal Mg-calcite crystals and thin smectite plates, c) Mg-calcite and euhedral strontianite (?).

minerali olup, bu minerali bolluk sırasına göre kaolinit, klorit ve illit izlemektedir. İllit, kaolinit ve/veya klorit sadece kömürün hemen altındaki kıltaşı seviyesinde maksimum % 20'ye ulaşmakta, diğer tüm seviyelerde ise % 5'i geçmemektedir.

Kargı yöresindeki kayaçlarda gözlenen en yaygın birliktelik kalsit+opal-CT+smektit ve dolomit+smektit olup, kısmen de kalsit+dolomit+smektit'dir. Bu birlikteliğe eser miktarda kuvars ve feldispat daha ziyade killi seviyelerde eşlik etmektedir. Opal-CT, dolomit içermeyen killi seviyelerde bulunmaktadır. Analsim sadece bir örnekte dolomitlerle arakatlı kıltaşlarında az miktarda, jips ise en üstteki linyitli zonda yaygın olarak bulunmaktadır. İstif hemen hemen tamamıyla smektitten oluşmakta, bu minerali sadece bir seviyede belirlenen illit ve bir başka seviyede belirlenen kaolinit ve/veya klorit izlemektedir.

Kumbaba yöresinde belirlenen en yaygın parajenez kalsit+kuvars+smektit olup, dolomit, opal-CT, feldispat, pirit ve jips de yer yer bulunmaktadır. Dolomit bazı seviyelerde görülmesine rağmen, burada kayacı oluşturan ana bileşen durumundadır. Opal-CT kömürün üst kesimlerinde, feldispat ise opal-CT içermeyen kesimlerde bulunmaktadır. İstifteki egemen kil mineralini smektit oluşturmakla birlikte, illit, kaolinit ve/veya klorit hemen tüm seviyelerde ve yüksek miktarda (yer yer % 35) gözlenmekte, istifin üst kesimlerine doğru artış daha da belirginleşmektedir.

Alpagut yöresinde istifte gözlenen en yaygın parajenez kalsit+kuvars+opal-CT+smektit'tir. Bu birlikteliğe yer yer dolomit, feldispat ve pirit de katılmaktadır. Dolomit belirli seviyelerde bulunmaktadır. Kil minerallerinden dioktahedral bileşimli smektitlerle birlikte, illit ve klorit istifin büyük bölümünde düşük miktarlarda gözlenmektedir. Opal-CT istifin üst kesimlerinde yer almaktadır. Ocağın kuzeybaü kesiminde ayrı ayrı sadece bir seviyede tespit edilen dolomit ve feldispat, güneydoğu kesiminde birden fazla seviyede belirlenmiştir. Ayrıca, ocağın güneydoğu kesiminde pirit, siderit, huntit, Mg-kalsit, barit, jarosit ve götit de saptanmıştır.

Ayvaköy yöresinde belirlenen en yaygın parajenez kalsit+kuvars+opal-CT+smektit olup, bu minerallere yer yer dolomit, feldispat ve jips eşlik etmektedir. Kuvars kil mineralleriyle birlikte tüm seviyelerde izlenmekle birlikte, miktarı feldispatlarda olduğu gibi çok azdır. Opal-CT kömürün içerisinde ve üzerinde yer alan kıltaşlarında belirlenmiştir. Dolomit özellikle istifin üst kesiminde gözlenmektedir. Jips mineraline değişik seviyelerde rastlanılmaktadır. İstifte smektit egemen olmak-

DODURGA (ÇORUM) KÖMÜR HAVZASINDA KARBONAT VE SMEKTİT MİNERALLER

la birlikte, özellikle kömür tabakası içinde yer alan kilit taşı arakatlarında kaolinit ve/veya klorit miktarında belirgin bir artış gözlenmekte (% 40), bu seviyelerde illit bulunmamaktadır. İstifin üst kesimlerindeki kilit taşlarında, kömürlü zondaki kadar olmamakla birlikte, kaolinit ve/veya klorit ve özellikle illitin miktarında az da olsa bir artış (% 15) görülmektedir. Ayrıca, istifin üst kesimlerindeki çörtlü dolomitte opal-CT ve dolomite eşlik eden manyezit ve siderit saptanmıştır.

Dodurga formasyonunda yukarıda belirtilen minerallerin dışında, Toprak (1996) tarafından höylandit, klinoptilolit, rombuklas, bassanit, spinel, manyetit, maghemit, rodokrosit, serpantin, halit ve klinoklaz mineralleri de saptanmıştır. Ancak bunlardan özellikle höylandit ve klinoptilolit türü zeolit minerallerinin ısı kararlılık ve/veya kimyasal bileşimleri ortaya konulmadan birbirinden ayırt edilmesi mümkün gözükmemektedir (Gündoğdu ve diğerleri, 1996).

Karbonat minerallerinde (104) yansımalarının şiddeti, değeri ve yarı-yükseklikteki genişlikleri oldukça değişmektedir (Şekil 5). Alpagut yöresinden alınan bir marn örneğinde (OA-14 ve OD-30) karbonat minerallerinin (104) yansımaları kalsit ve düşük Mg-kalsite karşılık gelen 3.03 ve 3.00 Å da olmak üzere çift pik vermektedir. Alpagut yöresine ait sırasıyla marn (OD-6) ve kireçtaşı (OD-18) örneklerinde birkaç pikin birleşmesinden oluşan oldukça geniş pike sahip kalsit-Mg-kalsit geçişi gözlenmektedir. Diğer bir örnekte (OA-16) ise kalsit ve Mg-kalsit birbirinden kolayca ayırtedilebilmektedir. Ayrıca Kumbaba yöresinden alınan killi dolomit örneğinde (OKM-9) kalsit-dolomit çiftinin Mg-kalsit ve dolomit ara fazlarını içerecek biçimde bitişik pike sahip oldukları da belirlenmiştir. Ayrıca bu örnekte dolomitin (104) yansımalarının 2.91 Å değerinde olması, Ca-dolomit (Goldsmith ve Graf, 1958a) ile temsil edildiğini göstermektedir. Ayrıca 29=32-38° ve 65-72° arasındaki piklerin konumu (Goldsmith ve Graf, 1958b) da ideal dolomiti yansıtmamaktadır.

Hemen hemen tüm yörelerde smektitlerin benzer difraktogramlara sahip oldukları ve bazılarının eser miktarda illit içerdikleri görülmüştür. Ayrıca, smektitlerin etilen glikollü çekimlerinde (001) yansımalarının birbirlerinin katı olacak biçimde düzenli tekrarlanmaması, illit aratabakası içerdiğini göstermektedir (Hoffman ve Hower, 1979). Reynolds (1980) yöntemine göre smektitlerin d(003) yansımaları üzerinde ölçülen 5.58-5.62 Å değerleri de, % 0-15 arasında illit tabakasının varlığına işaret etmektedir. Diğer taraftan, kötü kristalin, diğer bir ifade ile (001) yansımaları geniş olan smektitlerin etilen

glikolde daha fazla şiştikleri, kristalinite kısmen arttıkça etilen glikol piklerinin şiddetinin azaldığı görülmüştür. Bu durum kristalinitenin yanı sıra, yapraklar arasındaki katyonların türü, illit aratabakalarının miktarı ile de ilişkilidir. Smektitlerin (060) yansımaları 1.494-1.507 Å arasında değişmekte olup, montmorillonit türünü göstermekte (Brindley, 1980) birlikte kesin adlandırmada kimyasal çözümlenmeleri yapılmıştır. Bu nedenle Toprak (1996) tarafından b₀-yansımaları ölçülmeden ve birim hücre bileşimleri belirlenmeden, sadece kil difraktogramlarından itibaren smektitlerin birbirinden ayırt edilmesi olası değildir.

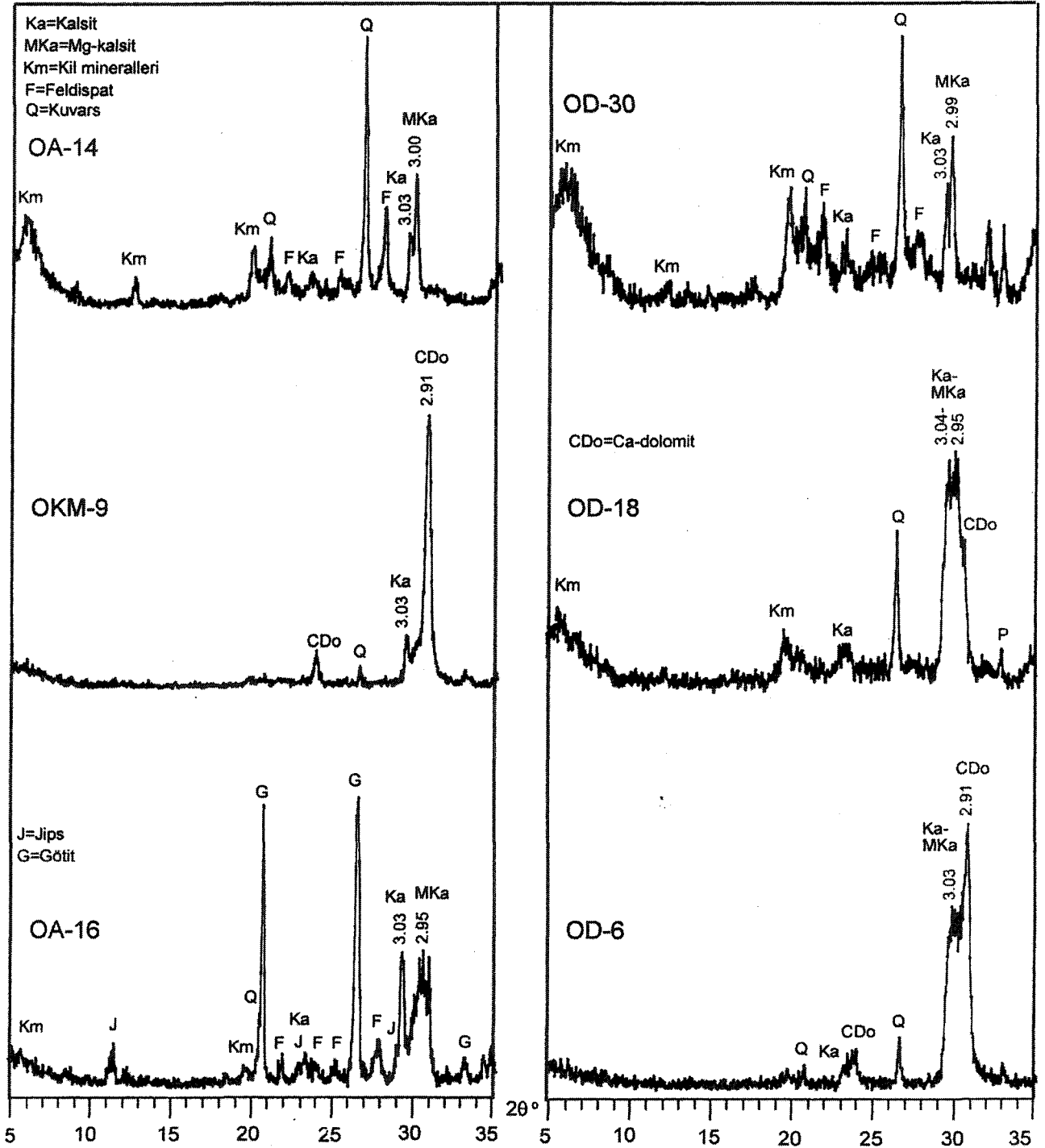
DTA-TGA İncelemeleri

Termogramlara göre smektitler üç endotermik pike sahiptir. Bunlardan birincisi adsorbe ve ikincisi yapraklar arasındaki suyun, üçüncüsü oktaedrik hidroksil suyunun kaybolmasına karşılık gelmektedir. İkinci ve üçüncü endotermik sıcaklıklar arasındaki ilişkiler smektitlerin iki gruba ayrılabilirliğini göstermektedir (Şekil 6). Birinci grubu oluşturan 4 örneğin ikinci ve üçüncü endotermik sıcaklıkları sırasıyla 595-628 ve 931-958 °C, ikinci grubu oluşturanları ise 625-644 ve 893-916 °C arasında değişmektedir. İkinci grup smektitler ile karşılaştırıldığında, birinci grup smektitlerin ikinci endotermik sıcaklık değerleri düşük, üçüncü endotermik sıcaklık değerleri ise yüksektir. Diğer bir ifadeyle, ikinci ve üçüncü endotermik sıcaklık değerleri arasında birinci grubu oluşturan smektitlerde pozitif, ikinci grubu oluşturanlarda ise negatif bir ilişki göze çarpmaktadır. Bu durum smektitlerin oktaedrik bileşimlerindeki katyonların türleri ve süstitüsyonların büyüklükleri ile ilişkili gözükmektedir (Gündoğdu, 1982; Çerikcioğlu, 1997; Gümüşer ve Yalçın, 1988). Ayrıca, çoğu smektitlerin yaklaşık 500 °C sıcaklıkta çok hafif bir sırt yaptıkları da belirlenmiştir. Bu özellikleri ile Dodurga smektitleri Wyoming tip montmorillonitlere (Grim ve Kulbicki, 1961) kısmen benzemektedir. TGA termogramları, smektitlerin kütle kayıplarının üç aşamada gerçekleştiğini göstermektedir. Yaklaşık 110 °C de bütünüyle atılan adsorbe su yaklaşık % 10, 1000 °C de ise toplam su kaybı yaklaşık % 25 civarındadır.

JEOKİMYA

Smektitler

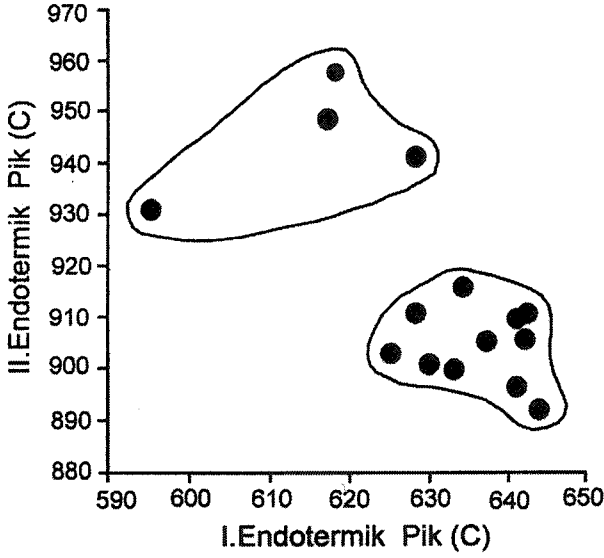
Dodurga formasyonuna ait dioktahedral smektitler üzerinde yapılan ana ve iz element çözümleri ile 11 oksijen atomuna göre (Weaver ve Pollard, 1973) hesaplanmış yapısal formülleri Çizelge 1'de verilmiştir. Okta-



Şekil 5. Karbonat minerallerinin X-ışınları difraktogramları.
Figure 5. X-rays diffractograms of carbonate minerals.

hedral Ti ve Mg, ayrıca Na ve Ca değerleri literatürde (Weaver ve Pollard, 1973, Güven, 1988) belirtilen değerler ile uyumlu olup, tüm örneklerde hemen hemen aynı atomik miktarlara sahiptir. Smektitlerin $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$

oranı daima, Ca/Na atomik oranı ise genellikle 1'den büyüktür. Toplam oktahedral katyon miktarı ise 1.98-2.13 arasında değişmektedir. Ayrıca örneklerin K_2O içeriği % 0.54-2.35, yaprakları arasındaki K miktarı da 0.05-



Şekil 6. Smektitlerin ikinci ve üçüncü endotermik pik sıcaklıkları arasında ilişkiler.

Figure 6. Relationships between second and third endothermic peak temperatures of smectites.

0.21 arasında değişmekte olup, tipik smektitlerin bileşimini yansıtmamaktadır. Bununla birlikte Tsipursky ve Drits (1984) montmorillonit-baydelit sınırındaki smektitlerin 0.27 K atomu içerebileceğini göstermiştir. Smektitlerin uç üyeleri arasındaki kimyasal değişimler; katı-çözelti oluşumu (Velde, 1985; Velde ve Bruswitz, 1986; Velde ve Meunier, 1987; Newman ve Brown, 1987), yapıda bileşimsel farklı domenlerin bulunması (Vali ve diğerleri, 1993), karışık-tabakalı yapıların varlığı ve iki veya daha çok fazın karışımı (numunenin saf olmaması) gibi faktörler ile açıklanmaktadır. Dodurga smektitlerinde bu faktörlerin etkisi tam olarak bilinmemekle birlikte, kil fraksiyonunun yaklaşık % 5-20 arasında illit ve/veya illit aratabakası içermesi ile ilişkili gözükmektedir.

Smektitlerde tetrahedral süstitüsyonun oktahedral süstitüsyondan az olduğu, diğer bir ifade ile $x_1/x_0 < 1$ (tetrahedral/oktahedral yük oranı) olan örnekler montmorillonit, $x_1/x_0 > 1$ olan örnekler baydelit olarak adlandırılabilir (Güven, 1988). Bu ölçütlere göre, tetrahedral ve oktahedral yük montmorillonitlerde sırasıyla 0.00-0.21 ve 0.18-0.41, baydelitlerde 0.21-0.33 ve 0.01-0.25 arasında değişmektedir. Ancak, DTA verileri ile karşılaştırıldığında birinci grup smektitlerin baydelit (OE-1a, OE-5, OE-15, OD-2), ikinci grubun ise (OD-16, OI-2, OA-24, OK-6, OK-8, OK-15, OK-50, OK-56, OK-59, OE-8, OE-39) montmorillonit biçiminde adlandırılması daha uygun gözükmektedir. Ayrıca, montmorillonit ve bay-

delitlerden, oktahedral Fe içeriği 0.30'dan yüksek olanlar sırasıyla Fe-montmorillonit ve Fe-baydelit biçiminde tanımlanabilmektedir (Güven, 1988).

Eser elementlerden geçiş metallerinin (Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn) düşüklüğü bölgedeki ofiyolitik dizilime ait kayalardan ziyade (Yalçın ve Bozkaya, 1995a), volkanojenik bir malzemeye işaret etmektedir (Gündoğdu, 1982; Yalçın ve diğerleri, 1989). Karışık davranış gösteren elementlerden S'un bazı örneklerdeki varlığı, bunların kil fraksiyonunda eser miktarda organik madde bulunması; Rb, Ba, Sr, Ga gibi düşük değerlikli elementler (LFSE) ile yüksek değerlikli elementlerden (HFSE) Nb, Zr, Y ve Th'un miktarları volkanojenik malzemeden türeyen smektitlerine büyük benzerlik göstermekte, Rb'un artışı K, Zr'un miktarı ise Ti ile ilişkilidir. Ayrıca, eser element çözümlenmeleri kil fraksiyonunda ağır mineral fazlarının bulunmadığını da kanıtlamaktadır (Yalçın ve Bozkaya, 1995a).

Karbonatlar

Dodurga formasyonuna ait karbonat ve killi-karbonatlı kayaların karbonat fraksiyonunda ölçülen elementlerin konsantrasyonları Çizelge 2'de sunulmuştur. Özellikle Li, Rb ve Al değerlerinden kayaç içindeki karbonat fazının, diğer bir ifade ile çözünen kesimin düşük olduğu bazı fraksiyonlarda çözeltiye smektitlerden girişim olduğu anlaşılmaktadır.

Dolomitlerin $MgCO_3$ ve $FeCO_3$ içeriği sırasıyla % 33.30-38.26 ve % 0.79-4.63 arasında değişmekte olup, ideal dolomit ($MgCO_3$ % 45.72) ve ideal ankerit ($FeCO_3$ % 47.71) bileşimini yansıtmamaktadır. Stokiyometrik bileşimi gözönüne alınarak bu mineraller Ca-dolomit olarak adlandırılmıştır.

XRD verilerine göre (104) yansımaları keskin pik veren kalsitlerin $MgCO_3$ içeriği % 2.08-4.79, yayvan pik verenlerinki (OD-6 ve OD-18) ise % 17.31-18.07 arasında değişmektedir. Chave (1954) kalsitleri $MgCO_3$ içeriklerine göre düşük Mg-kalsit ($MgCO_3 < % 4$) ve yüksek Mg-kalsit ($MgCO_3 = % 4-30$), Milliman (1974) yüksek Mg-kalsitleri ortaç Mg-kalsitler ($MgCO_3 = % 4-12$) ve dar anlamda yüksek Mg-kalsitler ($MgCO_3 = % 12-28$) olmak üzere ikiye ayırmıştır. Bu sınıflamalara göre, Dodurga formasyonuna ait kalsitler ideal bileşiminden ziyade sırasıyla düşük ve yüksek Mg-kalsit bileşimine sahiptir.

Siderit içeren polimineralli karbonat fraksiyonunun (OD-31) $FeCO_3$ içeriği sırasıyla % 22.47 ve 57.50 olup, diğer element konsantrasyonları özellikle huntitli fraksiyonda (OD-23) kalsit ve dolomitelere göre oldukça yüksektir.

Çizelge 1. Dodurga formasyonu smektitlerinin kimyasal çözümlenmeleri ve yapısal formülleri.

Table I. Chemical analysis and structural formulas of smectites from Dodurga formation.

% Oksit	OI2	OK6	OK8	OK15	OK50	OK56	OK59	OE1a	OE5	OE8	OE15	OE39	OD2	OD16	OA24
SiO ₂	57.69	54.74	54.67	60.14	56.98	63.08	62.14	57.28	7.14	56.10	55.61	60.00	55.12	55.87	55.21
TiO ₂	0.85	0.85	1.02	0.99	1.26	1.04	0.84	1.21	0.85	0.76	1.22	0.88	0.55	1.81	0.76
Al ₂ O ₃	19.96	16.71	16.97	17.42	19.26	16.61	16.17	15.32	18.22	18.38	18.83	16.14	17.34	21.18	17.65
ΣFe ₂ O ₃	8.22	7.91	8.48	5.95	9.35	5.85	5.40	10.43	10.00	10.43	9.98	9.68	11.92	4.97	11.89
MnO	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.06	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.07
MgO	3.10	4.29	4.23	5.22	2.93	5.37	5.46	4.12	3.32	3.27	3.76	3.83	4.51	3.73	3.94
CaO	0.66	1.18	0.80	0.60	0.88	1.04	1.12	1.95	1.88	1.68	1.07	0.74	1.53	1.87	1.30
Na ₂ O	0.09	0.17	0.15	0.17	0.13	0.24	0.16	0.77	0.27	0.23	0.74	0.09	0.03	0.87	0.10
K ₂ O	0.75	2.33	2.35	2.17	1.41	1.47	1.40	1.69	1.15	1.06	0.87	1.35	0.54	1.34	1.83
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.06	0.02	0.06	0.05	0.05	0.36	0.03	0.03	0.05	0.09	0.03	0.33	0.03
LOI	7.93	11.03	10.51	7.27	7.21	6.99	6.88	6.40	7.06	7.92	6.99	6.85	7.45	7.06	7.20
Toplam	99.36	99.29	99.26	99.96	99.49	99.75	99.63	99.57	99.98	99.91	99.14	99.69	99.04	99.05	99.98
Cr	125	81	109	103	188	99	93	201	128	125	130	130	74	213	118
Ni	85	78	134	123	159	76	66	142	88	73	65	138	46	104	59
Co	13	15	19	13	15	8	7	35	23	15	20	14	17	13	11
Cu	41	62	61	64	33	64	60	43	49	39	67	69	38	61	47
Pb	35	101	102	17	35	23	28	18	26	25	22	75	23	27	33
Zn	101	109	105	115	109	104	124	95	107	113	106	167	152	95	105
S	176	1030	698	n.d.	21	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	71	103	91	115	82	77	68	82	88	65	76	43	48	50	74
Ba	70	64	65	37	22	92	82	64	49	83	52	29	17	133	71
Sr	191	168	134	110	94	166	180	210	119	137	78	79	147	296	65
Ga	22	20	19	20	21	19	19	16	18	20	19	20	18	24	18
Nb	11	9	11	11	12	12	12	6	8	8	9	11	5	29	4
Zr	89	103	107	106	89	143	152	158	99	113	108	93	68	110	84
Y	13	14	14	14	11	13	13	27	12	14	14	15	5	11	19
Th	4	7	10	15	7	23	26	1	2	12	14	7	6	11	5
Yapısal Formül															
Si	3.79	3.87	3.77	3.91	3.75	3.99	4.00	3.79	3.76	3.73	3.69	3.92	3.70	3.67	3.68
Al ^{IV}	0.21	0.13	0.23	0.09	0.25	0.01	0.00	0.21	0.24	0.27	0.31	0.08	0.30	0.33	0.32
Al ^{VI}	1.34	1.19	1.15	1.24	1.25	1.23	1.23	0.99	1.17	1.17	1.16	1.16	1.07	1.31	1.07
Ti	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.06	0.04	0.03	0.09	0.04
Fe	0.41	0.40	0.44	0.29	0.46	0.28	0.26	0.52	0.50	0.52	0.50	0.48	0.60	0.24	0.60
Mg	0.29	0.43	0.44	0.51	0.29	0.51	0.52	0.41	0.33	0.32	0.37	0.37	0.43	0.37	0.39
TOC	2.08	2.06	2.08	2.09	2.06	2.07	2.05	1.98	2.04	2.05	2.09	2.05	2.13	2.01	2.10
OY	0.01	0.21	0.15	0.19	0.05	0.25	0.33	0.41	0.17	0.13	0.04	0.18	0.01	0.25	0.05
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ca	0.05	0.08	0.06	0.04	0.06	0.07	0.08	0.14	0.13	0.12	0.08	0.05	0.11	0.13	0.09
Na	0.11	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.10	0.03	0.03	0.10	0.01	0.00	0.11	0.01
K	0.06	0.20	0.21	0.18	0.12	0.12	0.12	0.14	0.10	0.09	0.07	0.11	0.05	0.11	0.16
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
ILC.	0.23	0.38	0.35	0.28	0.26	0.29	0.30	0.62	0.39	0.36	0.33	0.22	0.31	0.58	0.35
TLC.	0.21	0.34	0.38	0.28	0.30	0.26	0.33	0.62	0.41	0.40	0.35	0.26	0.31	0.58	0.37

TOC=Toplam Oktahedral Katyon, ILC=Tabakalararası Yük, TLC=Toplam Tabaka Yüğü, LOI=Ateşte Kayıp, n.d.=belirlenemedi.

Çizelge 2. Dodurga formasyonu karbonat minerallerinin kimyasal çözümleme sonuçları (ppm).
Table 2. Results of chemical analysis of carbonate minerals from Dodurga formation (ppm).

Örnek	Mineral	Li	Rb	Cr	Cu	Co	Ni	Mn	Na	Pb	Zn	K	Sr	Al	% Fe	% Mg	% Ç
OA-8	Do±Ka	15	n.d.	13	25	26	83	858	985	36	63	550	2276	1334	1.32	8.46	58.34
OA-28	Ka	1	n.d.	9	4	31	59	883	158	35	32	54	825	1635	0.39	0.69	82.48
OA-31	Do+Sd+Ma	21	n.d.	23	6	30	59	2194	914	24	44	466	794	598	10.83	9.93	51.40
OA-33	Do±Ka	8	n.d.	9	4	22	33	337	305	23	27	147	981	1080	0.70	11.68	91.39
OA-37	Do	6	n.d.	14	8	18	58	527	268	30	44	183	1076	2641	1.38	9.63	83.93
OD-6	Mg-Ka	8	n.d.	19	8	30	58	971	550	30	50	920	2148	5362	2.83	5.21	83.47
OD-18	Mg-Ka	7	11	22	31	29	70	1057	1412	48	75	656	3646	360	1.52	4.99	51.90
OD-23	Hu+Sd±Ka	21	33	112	103	87	625	15330	6999	48	459	3071	1164	16736	27.72	6.70	17.40
OE-38	Ka	2	n.d.	12	21	40	19	1177	1928	46	47	495	2827	540	1.21	1.38	63.42
OE-43	Ka	4	n.d.	9	6	30	64	1559	528	30	38	55	1127	688	0.28	0.72	84.53
OK-5	Do	4	n.d.	9	7	17	41	753	655	33	28	287	2864	450	0.38	9.67	89.25
OK-51	Do	11	n.d.	13	16	25	50	1201	1043	41	46	1418	2856	333	2.22	9.92	60.44
OK-55	Do	7	9	19	16	24	48	619	1066	33	54	1853	2072	1943	0.59	11.03	62.49
OKM-2	Ka	2	7	15	12	25	75	1316	942	31	28	136	1862	889	0.83	0.60	80.25
OKM-9	Do±Ka	9	n.d.	18	13	29	63	1650	1005	29	37	208	1571	349	3.69	6.55	86.64
OKM-17	Do±Ka	9	n.d.	23	6	24	50	1370	685	30	39	367	1138	577	3.34	7.32	84.59

Ka=Kalsit, Do=Dolomit, Sd=Siderit, Ma=Manyezit, Hu=Huntit, Ç=Çözünen kesim, n.d.=belirlenemedi.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Tatlı su yosunları ve özellikle Planorbidae'lerin (Taşçı ve diğerleri, 1983), palinolojik veriler (Toprak, 1996), ayrıca bu çalışmada belirlenen diyatomelerin varlığı, ortamın bol bitkili, durgun ve hafif akıntılı bir göl olduğunu kanıtlamaktadır. Toprak (1996) "farklı alanlardaki kömürlerin özelliklerinin benzediği ve bölgenin ilk oluştuğunda muhtemelen büyük bir gölsel basen olduğu, zamanla Kızılırmak nehri ve vadilerle yandığı ve faylarla birbirinden uzaklaştırıldığını" düşünmektedir. Jeolojik haritalama ve litolojik denetirmelerden elde edilen veriler, Dodurga formasyonunun üç alt basende çökeldiğini ortaya koymaktadır. Bunlardan kömür ocaklarının bulunduğu Kumbaba-Evlik-Kargı-İncesu tek bir alt baseni temsil etmektedir. Diğer alt basenler ise Alpagut ve Ayvaköy'dür. Bu alt basenler özellikle volkanitlerin oluşturduğu paleotopografya ve faylar ile denetlenmiştir. Alpagut alt baseni bunlardan en derini olup, bu durum litolojik farklılığa da yansımaktadır. Örneğin bitümlü şeyller genellikle bu alt basenin karakteristiğidir. Elde edilen tüm veriler mevcut ocakların durumları ile sınırlı olmakla birlikte, bu alt basenler beslenme ve geçirdikleri tektonik rejim, kaynak kayacık ve litolojik özellikler bakımından çoğunlukla birbirinin aynı olup, mevcut farklılıklar sadece alt basenlerin derinlikleri ve buna

bağlı paleogölün fizikokimyasal koşullarının ortaya çıkardığı mineralojik değişimlerdir.

Dodurga formasyonunun ana litolojisini killi kayalar oluşturmaktadır. Kumbaba, Evlik ve Ayvaköy'de kilttaşları, Kargı'da kilttaş ve dolomitler, Alpagut'ta kilttaş ve bitümlü şeyller egemendir. Kireçtaşı ve marnlar ise arakatlıklar biçimindedir. Bu litolojiler detritik getirmenin çok az olduğu kapalı bir havzayı temsil etmektedir. Ayrıca, tabanı gözlenebilen Evlik ve Alpagut'ta volkanik bileşenlerin miktarının artması, Dodurga formasyonunun sedimantasyonu sırasında Narlı volkaniklerinin topoğrafik olarak yüksek kesimlerinin su üzerinde kalarak havzaya malzeme verdiğini düşündürmektedir.

Dodurga formasyonunun egemen mineralini kil ve kısmen opal-CT (çoğunlukla kristobalit bileşeni egemen) oluşturmaktadır. Kalsit ve dolomitin miktarı arakatlı karbonat kayalarında ve marnlarda artmaktadır. Kuvars çoğu seviyelerde gözlenmekle birlikte, miktarı feldispatlar gibi azdır. Pirit ve jips, gerek kömür zonunda gerekse iki kömür zonunun arasındaki seviyelerde az miktarlarda bulunmaktadır. Kumbaba-Evlik-Kargı alt baseninde batıdan doğuya dolomit miktarı artmaktadır. Analsime ise Kargı'da sadece bir seviyede rastlanmıştır. Jarosit en üstteki kömür zonunda, ayrıca markasitte alt kömür zonunda sadece bu alt basende bulunmaktadır.

Alpagut alt baseninde ender de olsa huntit, siderit ve götit ortaya çıkmaktadır. Ayvaköy alt baseninde ise sideritin yanı sıra, manyezit de bulunmaktadır.

Kalsitler kireçtaşı ve marnlarda ideal rombohedral, yüksek Mg-kalsitler kömürlü zonda çarpık rombohedral kristaller halinde olup, morfolojik olarak birbirinden ayırt edilebilmektedir. Ca-dolomitler yine ideal rombohedral kristaller biçimindedir ve kalsitler gibi yüzeylerinde gözenek çözeltileri ile reaksiyondan ileri gelen çözünme izlerine rastlanılmaktadır. Bu minerallerden bağlayıcı malzemeyi oluşturanların birincil kimyasal çökeltme, gözenektekilerin ise diyajenetik süreçlerle oluşması geçerli gözükmektedir. Özşekilli dolomitlerin oldukça sulu çözeltilerden yavaş kristalizasyon sonucu oluştukları (Folk ve Land, 1975); ayrıca iki kristal değişimlerinin yüzeye yakın tuzlu ortamlarda geliştikleri belirtilmektedir (Folk ve Siedlecka, 1974; Weaver, 1975). Dolomitlerde ortalama Sr içeriğinin kalsitlerden fazla, Mn içeriğinin ise az olması, dolomitlerin ikincil süreçlerle oluşmadığını göstermektedir (Atwood ve Fry, 1967; Renard, 1972; Pingitore, 1978). Yarı duraylı bir faz olan yüksek Mg-kalsitler yüzeyel sıcaklık ve basınç koşullarında daha duraylı fazlara dönüşmekte ve güncel sedimanlarda daha ziyade fosil kavkılarında gözlenmektedir (Friedman, 1964; Land, 1967; Land ve diğerleri, 1967; Walter ve Hanor, 1979; Yalçın ve Bozkaya, 1995b). İlgili örneklerde fosil kavkılarının çok az veya hiç gözlenmemesi, bu mineralin diyajenetik süreçlerle oluşabileceğini göstermektedir.

Doğada ender gözlenen bir mineral olan huntit, yüzeyel bozunma zonlarında (volkanikler ve ultramafik kayalar), diyajenez (gösel evaporitler, manyezit ve/veya dolomit birliktelikleri) ve yeraltısuyu (mağara çökeltileri) damarlar ve nodüller biçiminde bulunmakta ve yüksek Mg/Ca oranına sahip çözeltilerden itibaren çökeltilmektedir (Stanger ve Neal, 1994). Huntitin bitümlü şeyillerde ortaya çıkması, oluşumunda organik malzemenin katkısının olabileceğini düşündürmektedir.

Smektit tüm alt basenlerin ana kil mineralidir. Bu minerale az miktarda illit ve klorit ve/veya kaolinit eşlik etmektedir. İllit, kaolinit ve/veya kloritlerin miktarı alt kömür zonunun altında kısmen artmaktadır. Smektitler yer yer Fe'li olmak üzere montmorillonit ve baydelit bileşiminde olup, bunlar yüksek sıcaklık davranışları ile birbirinden ayrılabilir. Baydelitler, Dodurga formasyonunun alt kesimindeki iri taneli epiklastik volkanik bileşenlerden, montmorillonitler ise daha ziyade ince taneli volkanik ve piroklastik ürünlerin egemen olduğu genellikle birinci kömür zonunun üstünde göl orta-

mında hızlı bir biçimde hidrolizi ile açığa çıkan katyonlardan itibaren türemiştir (Millot, 1970; Tardy ve diğerleri, 1978; Gündoğdu, 1982; Jones ve Weir, 1983; Yaçın ve diğerleri, 1989). SEM Mirofotoğrafında gözlenen volkanik cam kıymıkları ve pomzalar bu görüşü desteklemektedir. Ayrıca, smektitlerin dioktahedral olması, Mg'un öncelikle karbonat mineralleri tarafından tüketildiğine işaret etmektedir (Gündoğdu, 1982; Yalçın ve diğerleri, 1989; Yalçın ve Bozkaya, 1995a). İllitler klastik kökenli muskovit ve/veya volkanojenik biyotitler, kloritler ise klastik ve/veya biyotitlerin bozunma ürünlerini temsil etmektedir. Örneklerin çoğunda bulunan kaolinitlerin ise en azından kömür zonunda diyajenetik olduğu düşünülmektedir.

Analsim türü zeolitin varlığı (Gündoğdu ve diğerleri, 1996), ayrıca opal-CTnin eşlik ettiği smektitin bolluğu, kömür oluşumu sırasında havzanın esas olarak Narlı volkanitlerine ait bileşenlerden beslendiğine, diğer temel kayalardan ise önemli bir klastik malzeme almadığı biçiminde değerlendirilmiştir. Ayrıca, belirlenen mineralojik çeşitlilik ve parajenezler, ortamın genelde indirgen ve bazik olduğunun yanı sıra; sedimanların gömülmesi sırasındaki gözenek suyu evrimine de işaret etmektedir (Matsumoto ve Iijima, 1981; Curtis ve diğerleri, 1986). Diğer bir ifade ile, çökellerin mineralojisi ve özellikle ender bulunan, zeolit (analsim), karbonat (huntit, siderit ve manyezit), sülfat (jips, barit ve jarosit) ve sülfür (pirit, markasit, götit) minerallerinin oluşumları mikro-ortamsal parametreler (Chafetz ve diğerleri, 1991) ile denetlenmiş gözükmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, lojistik desteklerinden dolayı yöredeki kömür işletmelerinin yetkililerine, arazi çalışmalarındaki yardımları için Fikri Cadoğlu'na, SEM fotoğraflarının sağlanmasındaki yardımları için Özkan Başta'ya (MTA), DTA-TGA incelemeleri için olanak tanıyan Satılmış Basan'a (C.Ü.), mineralojik ve kimyasal analizleri gerçekleştiren Fatma Yalçın ve Ümit ŞengüTe (C.Ü.), makaleyi hakem olarak değerlendirerek son şeklini almasındaki katkıları için Abidin Temel (H.Ü.) ve Selami Toprak'a (MTA) teşekkürü bir borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Atwood, D.K. and Fry, H.M., 1967. Strontium and manganese content of some coexisting calcites and dolomites: *American Mineralogist*, 52, 1530-1535.
- Brindley, G.W., 1980. Order-disorder in clay mineral structures: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (Eds.), Mineralogical Society London, 125-195.

ODURGA (ÇORUM) KÖMÜR HAVZASINDA KARBONAT VE SMEKTİT MİNERALLER

- Zhafetz, H.S., Rush, P.F. ve Utech, N.M., 1991. Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system. *Sedimentology*, 38, 107-126.
- Jhave, K.E., 1954. Aspects of the biochemistry of magnesium 2: Calcareous sediments and rocks. *Journal of Geology*, 62, 587-599.
- Curtis, C.D., Coleman, M.L. ve Love, L.G., 1986. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 50, 2321-2334.
- Zerikcioğlu, B., 1997. Yıl dizeli- Akdağmadeni arasındaki (Yavu çevresi) volkanik ve volkanosedimanter kayaların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, Yüksek Mühendislik Tezi, 121 s (yayınlanmamış).
- Jollase, W.A. ve Reeder, R.J., 1986. Crystal structure refinement of huntite, CaMg₃(CO₃)₄, with X-ray powder data. *American Mineralogist*, 71,163-166.
- 7olk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 p.
- 7olk, R.L. ve Land, L.S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59,60-68.
- 7olk, R.L. ve Siedlecka, A., 1974. The schizohaline environment. *Sedimentary Geology*, 11, 1-15.
- Tiedman, G.M., 1964. Early diagenesis ve lithification in carbonate sediment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34,777-813.
- Joldsmith, J.R. ve Graf, D.L., 1958a. Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *American Mineralogist*, 43, 84-101.
- Joldsmith, J.R. ve Graf, D.L., 1958b. Structural and compositional variations in some natural dolomites. *Journal of Geology*, 66,678-693.
- 3rim, R.E. ve Kulbicki, G., 1961. Montmorillonites: high temperature reactions and classifications. *American Mineralogist*, 46, 1329-1369.
- Jümüşer, G. ve Yalçın, H., 1998. Kelkit Vadisi kuzeyindeki (Reşadiye-Yazıcık-Bereketli/Tokat) bentonit yataklarının mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri, 20,91-110.
- Jündoğdu, N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, Doktora Tezi, 386 s (yayınlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A. ve Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated with borates in the Bigadiç, Emet and Kırka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. *Mineralium Deposita*, 31, 492-513.
- Güven, N., 1988. Smectites. In: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusives of Micas)*. Mineralogical Society of America, Washington, S.W. Bailey (ed.), *Reviews in Mineralogy* 19,497-560.
- Hoffman, J. ve Hower, J., 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: *Aspects of Diagenesis*, P.A. Scholle and P.R. Schluger (eds.), *Society of Economic Paleontologists Mineralogists Special Publication* 26, 55-79.
- Jones, B.F. ve Weir, A.H., 1983. Clay minerals of Lake Albert, an alkaline, saline lake. *Clays and Clay Minerals*, 31, 161-172.
- Karslı, Ş., 1996. Dodurga (Çorum) yöresi kömürlü Miyosen çökellerinin kil mineralojisi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, Yüksek Mühendislik Tezi, 81 s (yayınlanmamış).
- Land, L.S., 1967. Diagenesis of skeletal carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37,914-930.
- Land, L.S., Mackenzie, F.T. ve Gould, S.J., 1967. Pleistocene history of Bermuda. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 993-1006.
- Matsumoto, R. ve Iijima, A., 1981. Origin and diagenetic evolution of Ca-Mg-Fe carbonates in some coalfields of Japan. *Sedimentology*, 28,239-259.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates. Part I Recent Sedimentary Carbonates*. Springer Verlag, Berlin, 375 p.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*, (trans. W.R. Farrand and H.Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429 p.
- Newman, A.C.D. ve Brown, G., 1987. The chemical constitution of clays. *Mineralogical Society, Monograph*, 6, 1-128.
- Paterson, E.ve Swaffield, R., 1987, *Thermal Analysis: A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy*. Blackie, Glasgow & London, M.J. Wilson (ed.), 99-132.
- Pingitore, N.E., 1978. The behavior of Zn⁺² and Mn⁺² during carbonate diagenesis: theory and applications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48,779-814.
- Renard, M., 1972. *Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, a Saint-Vaast-Les-Mello (Oise), Mise en évidence de la valeur de cet élé-*

- ment comme indicateur des conditions de diagénese et de sédimentation des carbonates. Bulletin Inf. Géologiques Bassin, Paris, 34,19-29.
- Reynolds, R.C., 1980. Interstratified clay minerals: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification G.W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 249-303.
- Schultz, L.G., 1969. Lithium and potassium absorption, dehydroxylation temperature and structural water content of aluminous smectites: Clays and Clay Minerals, 19,137-150.
- Stanger, G. ve Neal, C, 1994. The occurrence and chemistry of huntite from Oman. Chemical Geology, 112, 247-254.
- Tardy, Y., Paquet, H. ve Millot, G., 1970. Trois modes de genese des montmorillonites dans les altérations et les sols. Bulletin Groupe Français Argiles, 22,69-77.
- Taşçı, E., Metli, F., Göçmen, D., Yağcı, A ve Özten, A., 1983, Kargı-İncesu civarının jeolojik etüdü. MTA rapor No. 42,15s.
- Toprak, S., 1996, Alpagut-Dodurga (Osmancık-Çorum) Bölgesi Çevresindeki Kömürlerin Oluşum Ortamları ve Özelliklerinin Belirlenmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Bey tepe-Ankara, Doktora Tezi, 164s (yayınlanmamış).
- Trauth, N., 1977. Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Sciences Géologiques, 49,195p.
- Tsipursky, S.I. ve Drits, V.A., 1984. The distribution of octahedral cations in the 2:1 layers of dioctahedral smectites studied by oblique-texture electron diffraction. Clay Minerals, 19,177-193.
- Ünalın, G., 1975. Çankırı-Çorum havzası Tüney-Tilkiköy-Sulakyurt yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA rapor No. 55,54s.
- Vali, H., Martin, R.F., Amarantidis, G. ve Morteani, G., 1993. Smectite-group minerals in deep-sea sediments: Monomineralic solid-solution or multiphase mixtures? American Mineralogist, 78,1217-1229.
- Velde, B., 1985. Clay Minerals: a physico-chemical explanation of their occurrence. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 40,428p.
- Velde, B. ve Brusewitz, A.M., 1986. Compositional variation in component layers in natural illite/smectite. Clays and Clay Minerals, 34, 651-657.
- Velde, B. ve Meunier, A., 1987. Petrologic phase equilibria in natural clay systems: In: Mineralogical Society, Monograph, 6,423-458.
- Walter, L.M. ve Hanor, J.S., 1979. Orthophosphate: effect on the relative stability of aragonite and magnesium calcite during early diagenesis. Journal of Sedimentary Petrology, 49,937-944.
- Weaver, C.E. ve Pollard, L.D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals. Elsevier, Amstredam, Developments in Sedimentology 15,213 p.
- Weaver, C.E., 1975. Construction of limpide dolomite. Geology, 3,425-428.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995a. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). Clays and Clay Minerals, 43,705-717.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995b. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burnu) Kuvaterner istifinin mineralojisi ve biyojeokimyası. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, E. Meriç (ed.), Deniz Harp Okulu Komutanlığı Basımevi, 45-60, 354 s.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M-N. ve Liewig, N., 1989. Kırcık gölsel Neojen baseninin kil mineralojisi: simektit ve karbonat mineralleri arasındaki ilişkiler. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı, D. Boztuğ ve H. Yalçın (edt), 41-60.

Makalenin geliş tarihi: 21.03.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 10.07.1998

Received March 21, 1998

Accepted July 10, 1998



Deprem hasarlarının belirlenmesinde coğrafi bilgi sistemi (22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi, Türkiye)*

*Determination of earthquake hazards by using geographic information system
(22 July 1967 Mudurnu Valley earthquake, Türkiye)*

Murat NURLU
Sezai GÖRMÜŞ

Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi, Eskişehir Yolu 10. km, 06530, Ankara
Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, 06532, Ankara

Öz

Doğal afetlerin başında gelen depremlerin oluşturacağı zararları tahmin etmek çok zordur. Bununla birlikte, bilgisayar teknolojisindeki gelişmelerden yararlanarak, deprem zararlarının tahmin edilmesinde, değişik alanlarda uygulama olanağı olan Coğrafi Bilgi Sistemlerinin (CBS) kullanılabilirliğini belirlemek için, başka araştırmacılarla daha önceden hasar çalışmaları yapılmış olan 22 Temmuz 1967 Mudurnu vadisi depremi, bu sistemin sağladığı olanaklarla yeniden değerlendirilmiştir. Bu çalışmada jeoloji ile ilgili bilgiler veri tabanları olarak kullanılarak, jeolojik veri tabanlarının özelliklerine göre bazı varsayımlara yaklaşım sağlanarak, herbir jeolojik özelliğe Risk Katsayı değeri verilmiştir. Elde edilen bu veriler bilgisayar ortamında üst üste çakıştırılarak hasar oluşabilecek potansiyel alanlar belirlenmiştir. Sonuçta belirlenen bu risk alanları, daha önce yapılmış hasar belirleme çalışmalarında elde edilmiş olan sonuçlarla denetlenmiştir. Bu denetleme sonucunda CBS'ni kullanarak uygulanan varsayımlara göre % 65'e varan doğruluk elde edilmiştir. Daha kesin hasar tahmin sonuçlarına ulaşabilmek için veri tabanının geliştirilmesi gerekmektedir.

Anahtar Sözcükler: Coğrafi Bilgi Sistemi, Deprem, Hasar, Risk

Abstract

It's very difficult to estimate earthquake hazards. However, we estimate earthquake hazards by using computer technology especially Geographic Information System (GIS) and we evaluate hazard studies which has been carried out by researchers on 22 July 1967 at Mudurnu valley earthquake. In this study, we use database about geological information. We assumed some parameters according to geological database and we put Risk value to database. After that, we determined potential risk area that has occurred hazards by using overlay analysis. Finally the result of this study correlate with the result of earlier hazard investigation. From this correlation, we obtained % 65 precise result by using GIS. To obtain more precise result, we should have considered increasing database quality.

Key Words: Geographic Information System, Earthquake, Hazard, Risk

GİRİŞ

Bilindiği gibi ülkemizde can ve mal kaybına neden olan afetlerin başında deprem olayı ilk sırayı almaktadır. Günümüze kadar meydana gelmiş hasar yapıcı depremlerde yaklaşık 500000 mühendislik yapısı (konut, köprü, yol vd.) hasar görmüş, 55000 kişi hayatını kaybetmiş ve 200000 kişi yaralanmıştır. Depremlerin meydana getirebileceği hasarları önceden saptayarak bu hasarların en aza indirgenmesi, bu çalışmanın temel amacıdır. Bu amaç kapsamında coğrafi bilgi sistemlerinin bu tip çalışmalarda kullanılabilirliği/uygulanabilirliği araştırılmıştır. Türkiye'de mikro-bölgelendirme, doğal afet-hasar

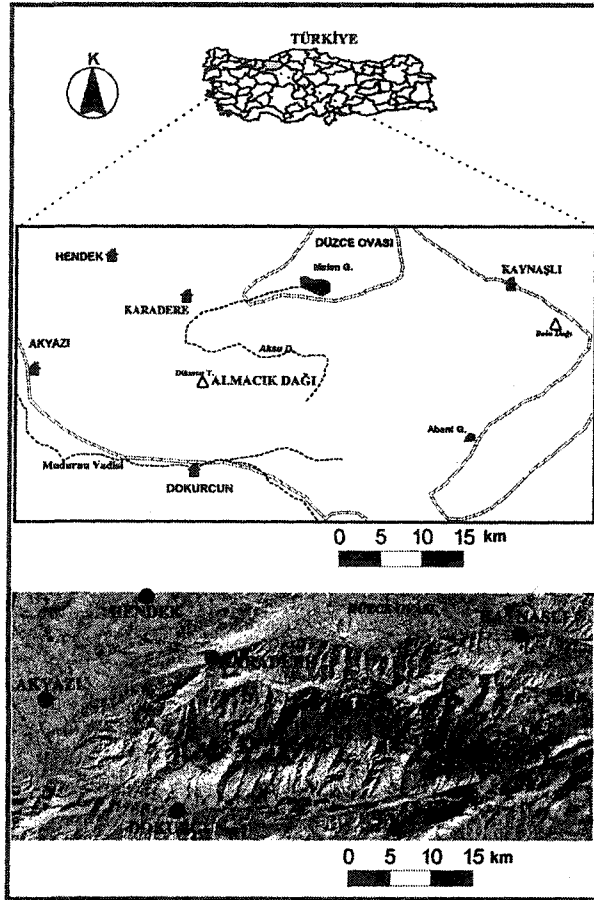
tahmini gibi çalışmalarda kullanılmaya başlanmış olan coğrafi bilgi sistemlerinin bu tür çalışmalarda kullanılması ile ilgili çalışmalar henüz gerçekleşmemiştir. CBS yöntemlerini kullanarak doğal afetlerdeki hasarları önceden belirlemeyi konu alan değişik araştırmalar Matsuo ve Miderikowa (1994), Yamazaki vd. (1994), Rosset vd. (1997) tarafından yapılmıştır. Çok geniş bir uygulama alanına sahip olan coğrafi bilgi sistemleri, bu çalışmada depremlerin oluşturabileceği hasar dağılımlarının belirlenmesinde uygulanmış ve bu uygulama için 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depremi örnek olarak seçilmiştir. Elde edilen sonuçların doğruluğu 1967 Mu-

* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.

durnu vadisi depreminden sonra bölgede incelemeler yapan Ambraseys vd.'nin (1968) sonuçlarıyla karşılaştırılarak yorumlanmıştır.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİK VE TEKTONİK KONUMU

Çalışma alanı "Almacık Ofiyolit Topluluğu" olarak bilinen Mudurnu Vadisi ve kuzeyindeki Almacık Dağını kapsamakta, batıda Akyazı, doğuda Abant Gölü, kuzeyde Hendek ve Düzce Ovası (güne) de ise Dokurcun ile sınırlanmış yaklaşık 2000 km²lik bir alanda yer almaktadır (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanının bulduru haritası ve Landsat TM (4. band) uydu görüntüsü.

Figure 1. Location map and Landsat TM (Bant 4) satellite image of the investigation area.

Yapılan arazi çalışmaları sonucunda, çalışma alanında kırık tektoniğinin egemen olduğu gözlenmiştir (Şekil 2). Ana fay sistemleri genellikle sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan oluşmuşlardır. Bunlardan Mudurnu Vadisi boyunca yaklaşık EW doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fay ile kuzeyde Kaynaş-Karadere-Akyazı arasındaki N50E konumlu sağ yönlü doğrultu atımlı fay ve

bu ana fay sistemleri arasında doğrultusu yaklaşık N15E olan sol yönlü doğrultu atımlı faylar bölgedeki önemli tektonik yapılarıdır. Bölgede iki ana doğrultu atımlı fay arasında kalan N15E konumlu faylar çeşitli araştırmalara göre (Şengör vd. (1985), Barka ve Kadinski-Cade (1988) saat yönündeki rotasyona işaret etmektedir. Aynı şekilde yazarlar bu konumdaki fayların kuzey ve güneydeki ana fay sistemleri arasında kalan bloğun ters yöndeki hareketlerinden kaynaklanan açılma zonları ve bu açılma zonlarının zamanla sol yönlü hareket etmeleriyle oluşabilecekleri kanısındadır.

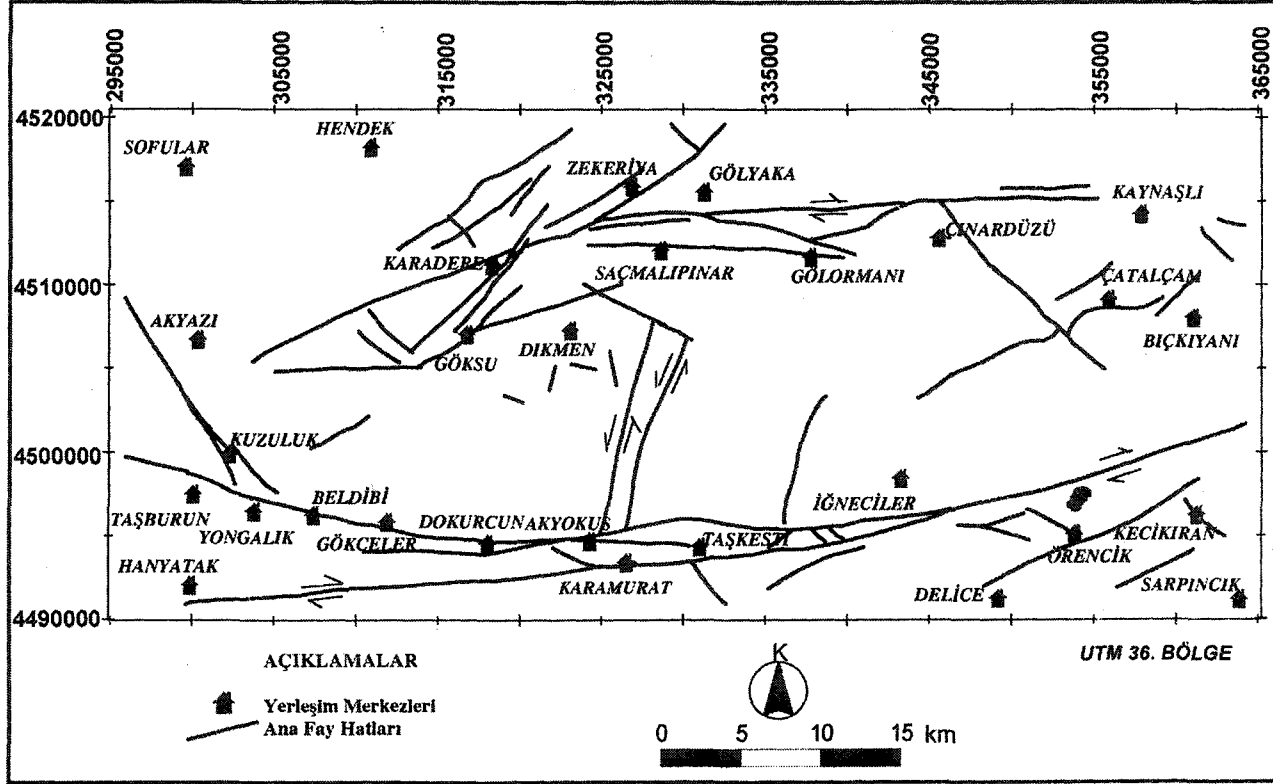
İnceleme alanında Kuzey Anadolu Fay Zonunun geçtiği Mudurnu Vadisinin kuzeyinde ve güneyinde yüzeylenen değişik yaşlardaki kayaç toplulukları yer almaktadır (Şekil 3). Bu birimler Abdüsselamoğlu (1959) ve Yılmaz (1982) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Genellikle kuzey kesimlerde andezit, metamorfik seri, serpantin, Devoniyen yaşlı birimler ile Üst Kretase yaşlı kayaçlar egemendir. Güney kesimde ise Üst ve Alt Kretase yaşlı kayaçlar, Jura yaşlı volkanik kayaçlar ve Eosen fliş gözlenmektedir. Arazi gözlemleri sonucunda; inceleme alanında metamorfik kayaçları bol kıvrımlı amfibolit, gnays ve mikaşistlerin, Devoniyen yaşta birimleri killi şist ve kireçtaşı bloklarının oluşturduğu belirlenmiştir. Andezitler genelde küresel bozunmaya maruz kalmışlardır. Almacık Ofiyolit topluluğunun bir üyesi olan Serpantinler, inceleme alanının ortasındaki N15E konumlu faylara paralel şekilde yüzeylenmektedir. Jura yaşlı volkanik kayaçlar ise belirgin bir tabakalanma gösteren genellikle tüflü serilerden ibarettir. Alt Kretase yaşlı birimler inceleme alanının güneyinde bol çatlaklı, breşleşmiş kireçtaşlan, Üst Kretase ve Eosen yaşlı birimler ise fliş ile temsil edilmektedir. Pliyosen yaşlı kayaçlar zayıf çimentolu kumtaşı ve marnlardan oluşmuştur. Alüvyonlar genellikle çakıl ve kumlardan oluşmakta yer yer de yamaç döküntüleri halinde gözlenmektedir.

22 TEMMUZ 1967 MUDURNU VADİSİ DEPREMİNİN ÖZELLİKLERİ

22 Temmuz 1967 depremi ile ilgili yapılan çalışmalar; Ambraseys vd. (1968), Ambraseys ve Zapotek (1969), depremten hemen sonra arazi gözlemlerine katılarak depremin oluşturduğu hasarları incelemişler, Tchalenko ve Ambraseys (1970), Jackson ve McKenzie (1984), Kıyak (1986) tarafından da depremin özellikleri (odak çözümlenmesi gibi) hakkında incelemeler yapmışlardır.

22 Temmuz 1967 tarihinde yerel saatle 18.56'da Türkiye'nin kuzeybatısında Mudurnu vadisi civarında aletsel koordinatları 40.60-30.80, magnitüdü (Ms) 7.1, şiddeti X olan büyük bir deprem meydana gelmiştir

DEPREM HASARLARININ BELİRLENMESİNDE COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMİ



Şekil 2. İnceleme alanının tektonik haritası.
Figure 2. Tectonic map of investigation area.

(Ambraseys vd., 1968). Depremde 86 kişi hayatını kaybetmiş yaklaşık 5200 konut hasar görmüştür. 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi depreminin hasar dağılımına bakıldığında (Şekil 4), hasarsız veya çok az hasar gözlenen köylerin çalışma alanının kuzeydoğusunda, orta derecede hasarlı yerleşim merkezlerinin yüzey kırığına yakın bölgelerde ve en az fazla hasarın ise episantıra yakın, yüzey kırığı üzerinde bulunduğu belirlenmiştir (Ambraseys vd., 1968). Yüzey kırığına yakın bölgelerde başka bir deyişle Mudurnu vadisi boyunca hasar dağılımlarındaki büyük farklılıklar, özellikle bu depremden 10 yıl önce meydana gelen (22 Mayıs 1957) Abant depremi ile bağlantılıdır.

Artçı şoklarının (Msa4.0) dağılımına bakıldığında, bunların genelde episantırın batı ve kuzeybatısında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Ambraseys vd. (1968) tarafından yapılmış olan arazi çalışmalarında deprem yüzey kırığının doğuda Abant gölünün yaklaşık 6 km. batısından başlayarak Mudurnu Vadisi boyunca çalışma alanı sınırları dışında da daha da batıya, yaklaşık Sapanca Gölünün güneyine kadar uzandığı ifade edil-

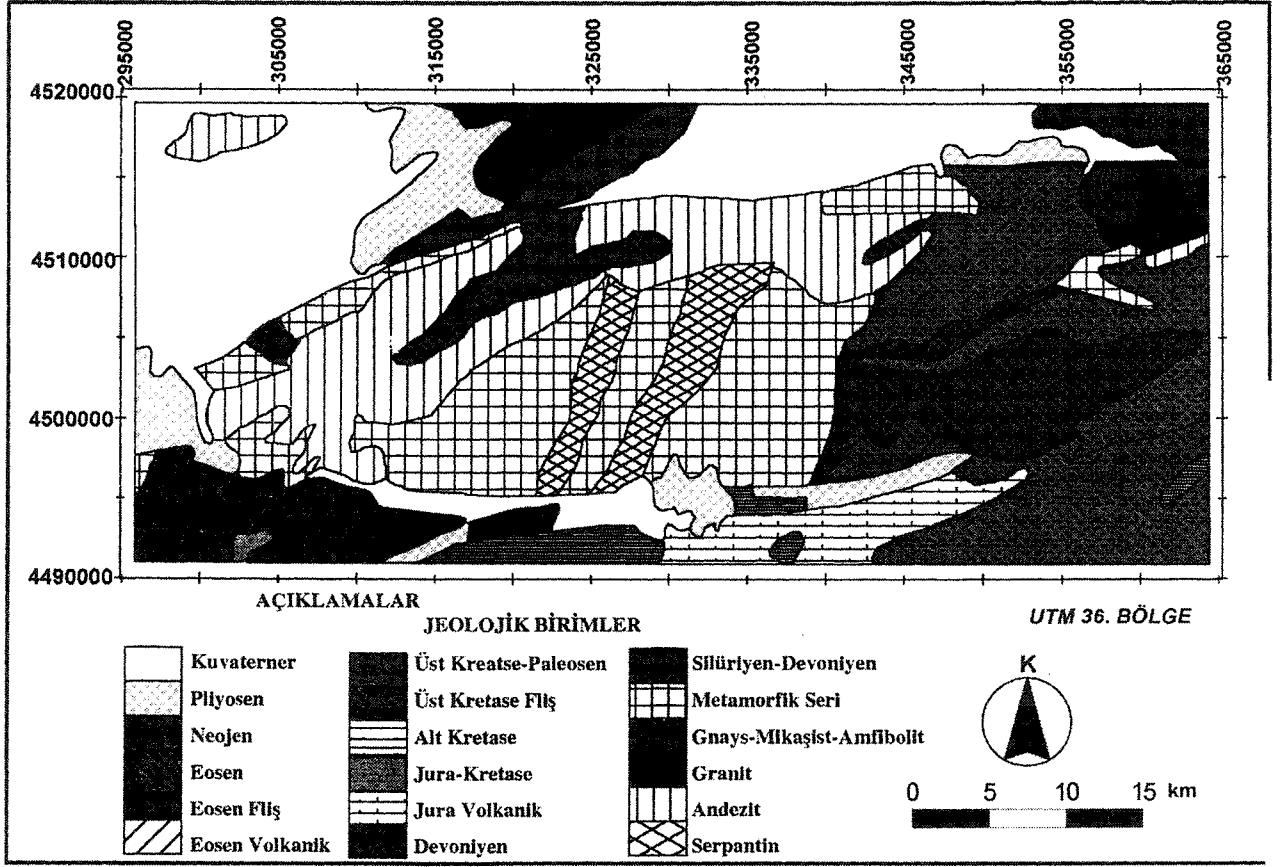
mektedir. Bu depremin odak mekanizması çözümü de N85W doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fayı ortaya çıkarmakta olup, odak derinliği 10 km. olan Mudurnu depremi nedeniyle yanal yönde maksimum bağıl yer değiştirme 190 cm. düşey yönde ise 120 cm. olarak hesaplanmıştır. Ana şok yaklaşık 450000 km²'lik bir alanda hissedilmiştir.

HASAR DAĞILIMININ COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMİ YARDIMIYLA BELİRLENMESİ

CBS'ni, kullanıcıların daha doğru karar vermesi ve üretimini artırması amacıyla çok sayıda verinin (harita, istatistik, formül vs.) toplanması, saklanması, sorgulanması, analizi ve sunulması için bir araya getirilmiş bilgisayar yazılımı, donanımı ve teknik elemanlarından oluşan bir bütün olarak tanımlanabilir. Coğrafi Bilgi Sistemlerinde çok çeşitli yazılımlar mevcuttur. Bu çalışmada Arc-Info* programının PC ve workstation ortamları için geliştirilmiş yazılımları ile birlikte Arc-View*, Imagine** ve çeşitli bilgisayar yazılımları kullanılmıştır.

* Arc-Info ve Arc-View programları Environmental Systems Research Institute Inc. tarafından üretilen lisanslı yazılımlardır.

** Imagine programı Erdas Inc. tarafından üretilen lisanslı yazılımdır.



Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası (1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasından basitleştirilmiştir).
Figure 3. Geological map of investigation area (Simplified from geological map of Türkiye 1/500.000 scale).

Bir bölgede depremin oluşturabileceği hasar derecesi çok çeşitli faktörlere bağlı olarak değişir. Bu faktörlerin başında depremin karakteristikleri, bölgenin jeolojik ve morfolojik özellikleri, mühendislik yapılarının (yapı tipleri vd.) durumu gelmektedir. Küçük ölçekteki yerleşim merkezlerinin (köy, belde, mahalle vd.) bina stokları (yapı tipleri, sayıları vd.) belli olmadığından hasar tahmininde bu faktör kullanılmamış olup, bu çalışmada sadece jeoloji ile ilgili veriler veri tabanı olarak kullanılmıştır (Şekil 5). Bu veriler deprem, fay, jeoloji, yamaç, yönelimi, drenaj (dere yatakları) ve yamaç eğim veri tabanları olmak üzere altı adet veri tabanı için değişik varsayımlar yapılarak risk katsayıları tanımlanmıştır.

1967 Mudurnu Vadisi depremindeki hasar dağılımlarının 5 grupta toplanmış olması nedeniyle risk katsayıları beş gruba ayrılması düşünülmüştür. Oluşturduğumuz modelde her bir veri tabanına ait varsayımlar için 6 ile 10 arasında değişen risk katsayıları belirlenmiştir. Burada "6" risk katsayısı ile en düşük hasar, "10" risk katsayısı

ile en yüksek hasara sahip veriler değerlendirilmiştir.

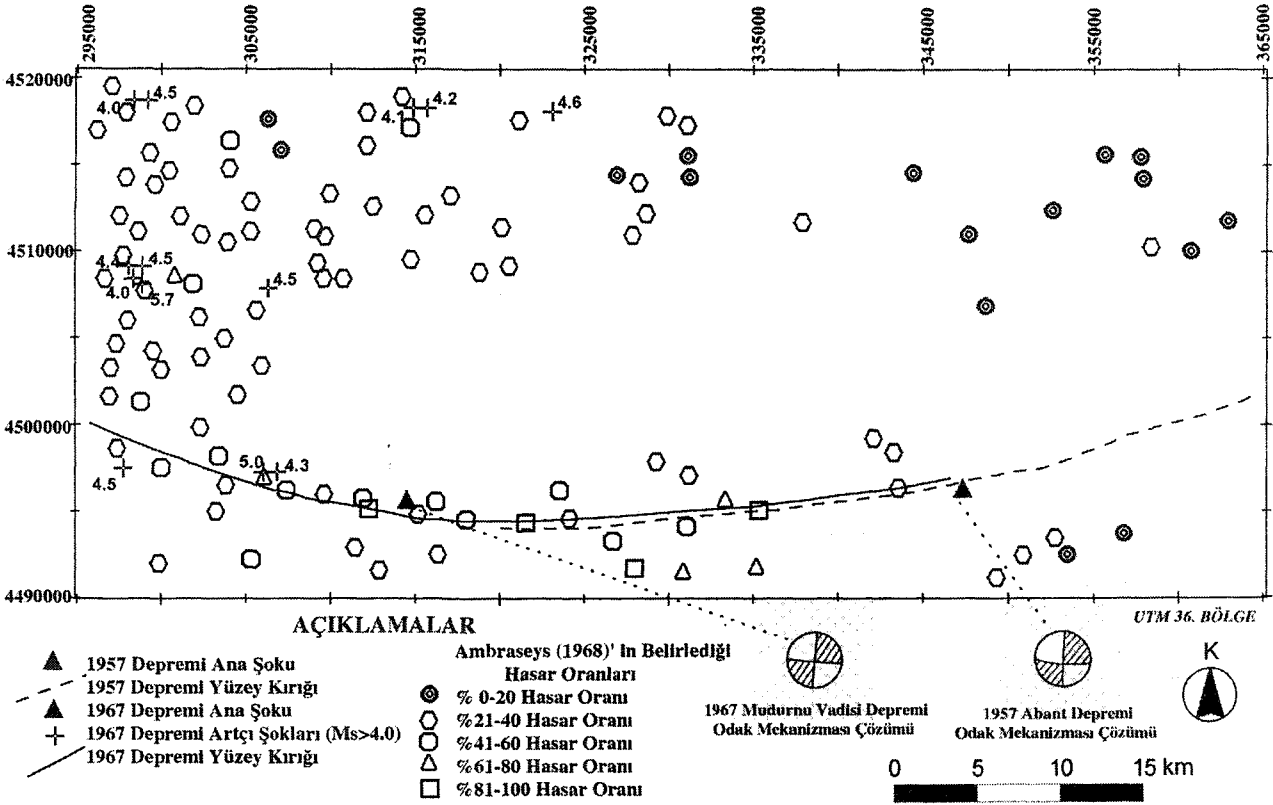
Modele göre deprem veri tabanında episantr'dan itibaren magnitudün 1/4, 2/4, 3/4, 4/4 ve 5/4'ü kadar alanlar etki alanı olarak belirlenmiştir. Örneğin risk katsayısını "8" olarak düşünelim. '8' risk katsayısına karşılı gelen değerimiz '3/4'tür. Buna göre '8' risk katsayısı için Mudurnu Vadisi depreminin etki alanı;

$$(7.1) * 3/4 * 1000 = 5330 \text{ metre'dir.}$$

Yukarıda ifade edilen kabullenmeye göre, Mudurnu Vadisi depreminin episantr'ından itibaren beş adet riskli etki alanı belirlenmiş ve herbirine risk katsayıları verilmiştir.

Fay veri tabanında depreme neden olan fay 50(m)'lik etki alanları ile beş gruba ayrılmış ve herbir risk katsayıları verilmiştir. Litoloji veri tabanında araz gözlemleri yardımıyla jeolojik birimler hasar oluşturma durumlarına göre beş grupta toplanmış ve risk katsayıları verilmiştir. Yamaç yönelimi veri tabanında öncek depremler nedeniyle Güney'e yönelimli bölgelerin dahı

DEPREM HASARLARININ BELİRLENMESİNDE COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMİ



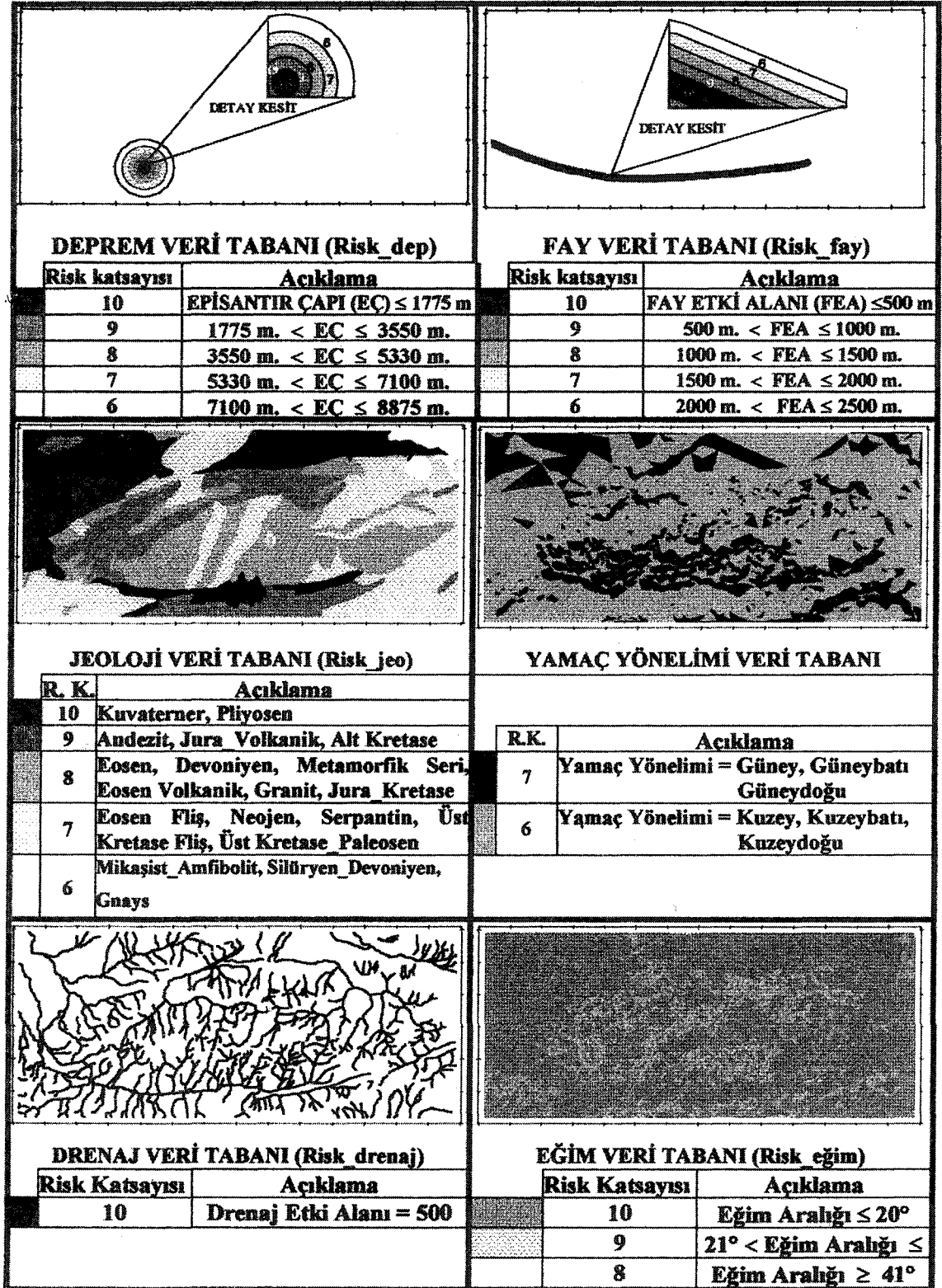
Şekil 4. 22 Temmuz 1967 Mudurnu Vadisi Depremi, artçı şokları ve hasar dağılımı (Ambraseys vd., (1968)'den düzenlenmiştir.
Figure 4. 22 July 1967 Mudurnu Valley Earthquake, aftershocks and hazard distribution map (Modified fi-om Ambraseys et al., 1968).

fazla hasar görmesinden hareket ederek en fazla risk katsayısı Güney yönelimli yamaçlara verilmiştir. Ancak yamaç yöneliminin en büyük risk katsayısı değeri "7" olarak varsayılmıştır. Drenaj veri tabanında çalışma alanında gözlenen dere/vadi yatakları çizgisinden itibaren 500 m.'lik etki alanları belirlenmiş ve bu etki alanlarının risk katsayısına en yüksek değer olan "10" katsayısı verilmiştir. Değerlendirmeye alınan son veri tabanı olan Yamaç Eğim veri tabanında ise, inceleme alanı eğim derecesine göre üç gruba ayrılmıştır. Buna göre; 20°'ye kadar eğim açısına sahip alanlara "10" risk katsayısı, 20° ile 40° arasındaki eğimli alanlara "9" risk katsayısı ve 40°'den büyük eğime sahip alanlarda "8" risk katsayısı verilmiştir.

Risk katsayıları belirlenen bu veri tabanları, kullanılan CBS yazılımı yardımıyla analiz edilmiştir. Bu analizde tüm veri tabanları üst üste çakıştırılarak ortak olan her alan için altı adet risk değeri elde edilmiştir. Bu alanların toplam risk değerinin hesaplamasında şu yöntem kullanılmıştır: Hasar oluşturma önemine göre deprem veri tabanı "6", fay veri tabanı "5", litoloji veri tabanı

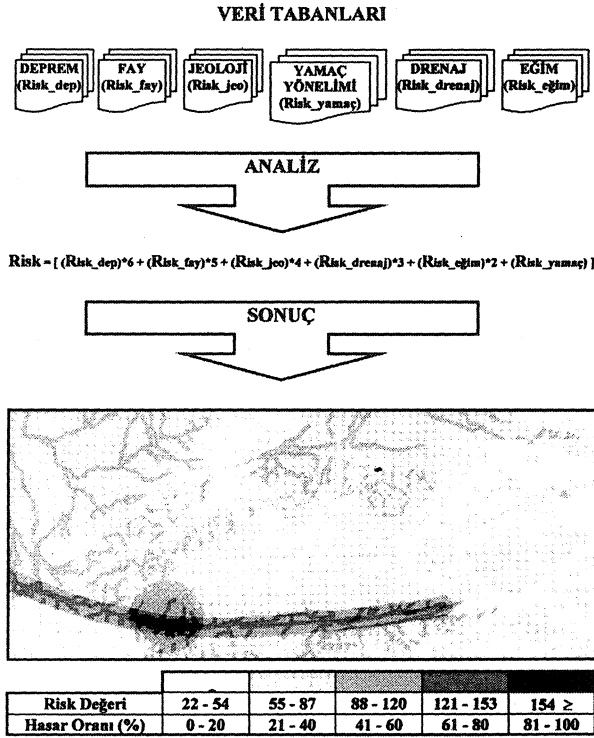
"4", drenaj veri tabanı "3", eğim veri tabanı "2" ve yamaç eğim veri tabanı da "1" katsayısı ile çarpılmış ve sonuçlar toplanarak risk değerlerinin 22-182 arasında değiştiği saptanmıştır. Bu risk değerleri beş gruba ayrılarak tahmini hasar yüzdeleri belirlenmiş ve sonuçta çalışma alanının Potansiyel Hasar Risk haritası elde edilmiştir (Şekil 6). Elde edilen bu harita gözden geçirildiğinde; 1967 depreminin özellikle Mudurnu vadisi boyunca, yüzey kırığına bağlı olarak en fazla hasar oluşturabileceği, bunun dışında çalışma alanının doğu kesimlerinde en az hasarın gözlenebileceği modelimize göre saptanmıştır.

Elde edilen potansiyel hasar risk haritası, Ambraseys vd. (1968)'nin tarafından yapılan arazi gözlemlerine dayalı hasar sonuçları ile grafiksel olarak değerlendirildiğinde (Şekil 7), bu çalışmada 1. derece riskli bölge olarak belirlenen alan Ambraseys vd. (1968) tarafından saptanan 1. derece hasarlı yerleşim merkezlerinin % 50'si ile çakışmaktadır. Benzer şekilde 2. derece riskli bölge olarak belirlenen alanlarda % 66 ve 5. derece riskli bölge olarak belirlenen alanlarda ise % 50 çakışma



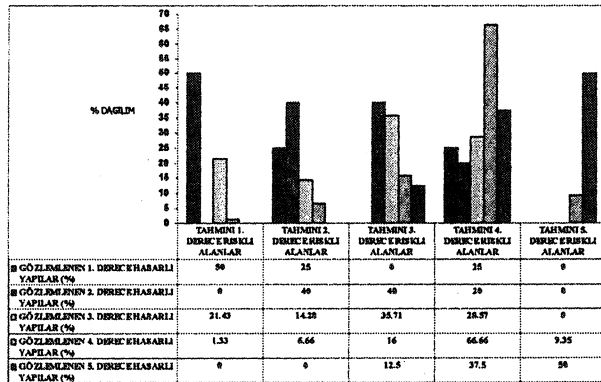
Şekil 5. İnceleme alanına ait hasar risk analizi veri tabanları.
Figure 5. Hazard risk analysis database of the investigation area.

DEPREM HASARLARININ BELİRLENMESİNDE COĞRAFI BİLGİ SİSTEMİ



Şekil 6. İnceleme alanına ait potansiyel hasar risk haritası.
Figure 6. Potential hazard risk map of the investigation area.

gözlenmiştir. Bu sonuçlar genel olarak değerlendirildiğinde belirlenmiş olan potansiyel risk alanlarında önceki başka araştırmacılarla araziye bağlı olarak yapılmış hasar belirlemelerine göre % 65'e yakın bir doğruluk ortaya çıkmıştır.



Şekil 7. İnceleme alanına ait tahmin edilen hasar risk alanlarının arazide gözlenen gerçekleşmiş hasar alanlarıyla (Ambraseys vd., 1968) karşılaştırılması.

Figure 7. Correlation of estimated hazard risk area of the investigation area with observed result by Ambraseys et al. (1968) at field.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

- 1) Coğrafi Bilgi Sisteminin yerbilimlerini ilgilendiren çeşitli konularda kullanılabilirliği mümkün görülmektedir. Böylece bir bölgeye ait jeoloji, jeofizik, morfoloji gibi yerbilimi disiplinlerine ait bilgilerin aynı ortamda bir araya toplanması, sorgulanması ve sonuçta çözüm üretilmesi büyük önem taşımaktadır.
- 2) Bu çalışmada, 22 Temmuz 1967 depremi baz alınarak depremin oluşturabileceği riskli alanlar tahmin edilmiştir. Bu tahmin edilen alanlara Ambraseys vd. (1968) tarafından elde edilen yerleşim birimleri bazındaki hasar dağılımları yerleştirilerek kullanılan varsayımların doğruluk derecesi araştırılmıştır. Buna göre %65 doğruluk payıyla hasar tahminlerimiz gerçekleşmiştir.
- 3) Daha kesin sonuçlara ulaşmak için; veri tabanının geliştirilmesi gerekmektedir. Örneğin gravite, manyetik, tilt gibi jeofizik veriler, zemin özellikleri gibi jeolojik veriler ve küçük ölçekli yerleşim merkezleri için bina sayıları, konut tipleri gibi inşaat bilgileri veri tabanına eklenirse sonuçların doğruluk yüzdesi artırılabilecektir.
- 4) Kabul edilen varsayımların geliştirilmesi sonuçların kesinlik payını artırabilir. Örneğin deprem veri tabanında dairesel etki alanları varsayımı kabul edilmiştir. Bu varsayım elips şekilli etki alanlarına dönüştürülebilir veya etki alanlarının hesaplanmasında değişik katsayılar eklenebilir.
- 5) Doğal afetlerin oluşturacağı zararları en az düzeyde tutabilmek için yine Coğrafi Bilgi Sistemlerinden faydalanılmalıdır. Ayrıca yerbilimini ilgilendiren afetler (çığ, heyelan, deprem vd.) konusunda tahmin çalışmalarında, planlama aşamasında ve riskli bölgelerin belirlenmesinde bu bilgi sistemlerinden faydalanılmalıdır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar bu çalışmanın gerçekleşmesinde katkıları bulunan Afet İşleri Genel Müdürü Sn. Oktay Ergünay'a, Deprem Araştırma Dairesi elemanlarından Sn. Bülent Özmen'e teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüselamoğlu, Ş., 1959, Almacık dağı ile Mudurnu ve Gönük civarının Jeolojisi, İ.Ü. Fen Fak. Monogr., 14,94 s.
Amferaseys, N.N., Zapotek, A., Taşdemiroğlu, M. ve Aytun,

- A., 1968, The Mudurnu valley (West Anatolia) earthquake, Unesco Report, 622,1-74 p.
- Ambraseys, N.N. and Zapotek, A., 1969, The Mudurnu valley (West Anatolia, Turkey) earthquake of 22 July 1967, Bull. of the seis. soc, 59,2,521-589 p.
- Barka, A.A. and Kadinski-Cade, 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics, 7,663-684 p.
- Jackson, J. and Mckenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpin-Himalayan belt between Turkey and Pakistan, Geophys. J.R. Astr. Soc, 77,185-264 p.
- Kıyak, Ü., 1986, Kuzey Anadolu fay zonunun batı uzantılarının incelenmesi, Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Müh. Bölümü, 152 s, (yayınlanmamış).
- Matsuoka, M. and Miderikowa, S., 1994, GIS-based seismic hazard mapping using the digital national land information, The ninth Japan earthquake engineering symposium, 3, 331-336 p.
- Rosset, Ph., Berge, C, Sartori, M. and Wagner, J., 1997, Seismic zonation in the Wallis: an application of a kinematic fault rupture, first result. Extended abstract in Actes du colloques "Tremblement de terre dans FArc alpin: effets, prevention" a T occasion des 50 ans du seisme du valais central, (Ed. by Wagner, J. and Delaloye, M.), Sion-valais 11,74-78 p.
- 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, Soc. of economic paleontologists and mineralogist, 37, 227-264 p.
- Tchalenko, J.S. and Ambraseys, N.N., 1970, Structural analysis of the dasth-e Bayaz (Iran) earthquake fractures, Geology Soc. Am. Bull., 81,41-60 p.
- Yamazaki, F., Katayama, T., Yoshikawa, Y. and Otani, Y., 1994, Development of city gas network alert system based on monitored earthquake ground motion, The ninth Japan earthquake engin, symp., 3,2113-2118 p.
- Yılmaz, Y., 1982, Abant (Bolu) ve Dokurcun (Sakarya) arasında Kuzey Anadolu fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi, İ.Ü. yerbilimleri, 239-261 s.

Makalenin geliş tarihi: 13.03.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 18.07.1998

Received March 13, 1998

Accepted July 18, 1998



Arazi kullanım kapasitesi belirleme çalışmalarında yerbilim verilerinin uygulanmasına bir örnek: Aşağı Filyos Vadisi (Zonguldak, Batı Karadeniz)*

Application of earth sciences in the land use capability analyses: a case study in the Lower Filyos Valley (Zonguldak, Western Black Sea)

Tamer Yiğit DUMAN	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Ömer EMRE	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Ali Ekber AKÇAY	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Şükrü UYSAL	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Melih ÖZMUTAF	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Erdoğan BOZBAY	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Orhan TONGAL	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Muzaffer SÖNMEZ	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara

Öz

Arazilerin planlamada verimli kullanılması yönündeki öngörülü kararlar ancak, yerbilim bulgularının ortaya konması ve amacına yönelik doğru değerlendirilmeleri sonucu gerçekleştirilebilir. Arazi kullanım kapasite niteliklerinin belirlenmesi çalışmalarında, ilgili bölgelere ilişkin depremsellik, hidroloji, hidrojeoloji, jeomorfoloji, genel jeoloji, mühendislik jeolojisi ve jeoteknik model çalışmalarının yer seçimi öncesi, kararvericilere sunulması gerekmektedir. Yerbilim verilerinin yeterince dikkate alınmadığı arazi kullanım planlamalarında zaman, maliyet ve çevre açısından geri dönüşü olmayan sorunlarla karşılaşılması kaçınılmazdır.

Aşağı Filyos Vadisi'nde liman, hava alanı, serbest bölge ve organize sanayii bölgesi yatırım projeleri bulunmaktadır. Bu projelerin bir bölümünde ön araştırma çalışmaları devam ederken bir bölümünde de yapım çalışmaları sürmektedir. Böylesi büyük tasarımların yer seçimlerinde ve gelecekte beraberinde getireceği nüfus artışıyla gereksinim duyulacak yeni yerleşim alanlarının belirlenmesine yönelik, arazi kullanım kapasitesinin ortaya konması büyük önem taşımaktadır.

Bu çalışmada, Aşağı Filyos Vadisi'nin arazi kullanım kapasite araştırmalarında, yerbilim verileri belirlenmiş ve yeni bir yaklaşımla değerlendirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Arazi kullanımı, Aşağı Filyos Vadisi, Yer bilimleri, Yer seçimi.

Abstract

Optimized land-use plays an important role in the performance of planing which are urban planing, industrial district, and like large engineering projects. Reliability of land-use planning is a function of an elaborated site selection study, which depends on that of geological to geotechnical model studies. In this connection, identification of geomorphology, geology, physiography & climate, hydrogeology, engineering geology, seismicity and geotechnical characteristics of a delineated area forms an essential work. Decision-maker can only assesses the project in terms of timing, cost and environmental issues when convent data are available in land. Harbor, airport, organized industrial district and free zone projects are being conducted in Lower portion of the Filyos Valley. Coordination of such large-scale engineering projects taking the aforementioned criteria into account has significant role to optimize the land-use.

Key Words: Land-use, Lowerportion Filyos Valley, Earth sciences, Site selection.

GİRİŞ

Herhangi bir alanda yapılacak olan kent ve bölge planlaması çalışmalarında, incelenen alanının doğal yapı özelliklerinin ve güncel dinamik süreçlerinin ayrıntılı

tanımlanması alt yapı yatırımlarının niteliği, yerbilim verileri gözönünde bulundurularak belirlenir ve uygulamalar da bu verilere dayandırılır (Brown & Kockeleman, 1983 ve Larid ve diğ. 1979).

* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.

Gelişmiş ülkelerde planlama ve uygulama sürecinde bu yaklaşım uygulanmaktadır. Hızlı kentleşme ve endüstriyel gelişim aşamasında olan ülkemizde bu yaklaşım henüz çok yenidir. Son yıllardaki yatırımların uluslararası boyutu olan büyük projeler olması nedeniyle proje alanlarının yerbilimsel niteliklerinin bilinmesi ve bu yönde araştırmalar yapılması, yeterli düzeyde olmasa da yasa ve yönetmeliklerde yer almaya başlamıştır. Ancak, araştırmaların azlığı ve konunun yeterli düzeyde anlaşılmasını engellemesi nedeniyle pratikteki uygulamalar bilimsel araştırmalardan çok yasa ve yönetmeliklerle belirlenmiş yükümlülüklerin yerine getirilmesi şeklinde yürütülmektedir.

Bu çalışmada, 05.04.1995 tarihli Bakanlar Kurulu Kararı ile Serbest Bölge ilan edilen Aşağı Filyos vadisi konu edinilmiştir (Şekil 1). Bu karar ile bölgeye ilişkin yatırım programları canlanmış, yeni yatırımlar gündeme gelmiştir. Filyos Nehri Taşkın Önleme Projesi (DSİ, 1993), Filyos Limanı (Japan Intenational Cooperation Agency, 1991), Organize Sanayi Bölgeleri, Doğal Gaz Enerji Santrali gibi Devlet sektörüncü önerilen projeler yanında bölgede çok sayıda özel sektör yatırımı da gündeme gelmiştir. Bu endüstri yatırımları ile bölgenin çok

hızlı nüfus akınına uğraması ve kentleşmesi sorunları ile karşı karşıya kalması kaçınılmazdır.

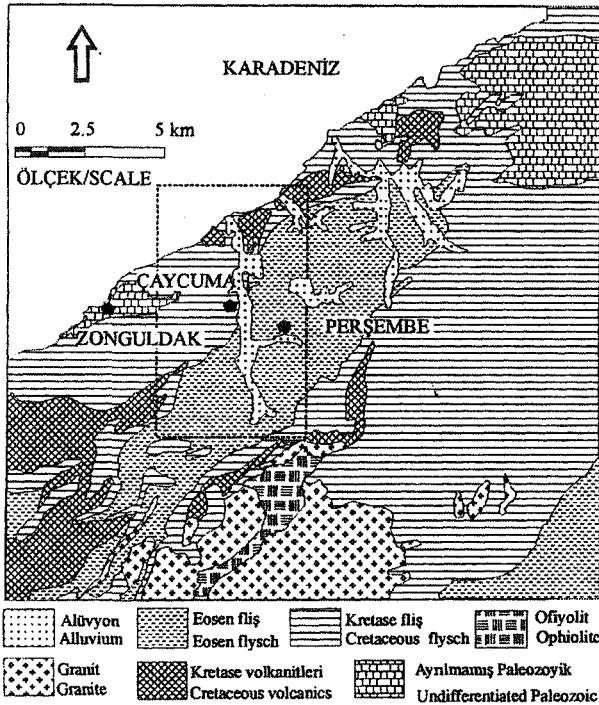
Bölgenin kalkınmasına yönelik gelişmeye karşın, Aşağı Filyos vadisindeki doğal yapı ve süreçlerin bu potansiyel gelişimi ne ölçüde karşılayabileceği konusunda bilinmezlikler mevcuttur. Bölgede, proje alanlarının yer seçiminde zemin özellikleri, doğal afet risk alanları içerisinde bulunup bulunmadıkları ve uygulamalarda yapılacak olan düzenlemelerin diğer proje sahalarına etkileri vb. konularda yadsınamaz önemi olan alt yapı nitelikli yerbilim verileri eksiklidir.

Bu araştırmada, yerbilim verilerinden hareketle bölgenin Arazi Kullanım Potansiyel Haritası üretilmiştir. Bu harita planlama açısından karar verici bir nitelik taşımamakta, planlama ve uygulama çalışmalarının yönlendirilmesini amaçlamaktadır. Araştırma, bölgede yapılacak olan yatırımların yer seçiminde, uygulama ve ilerideki kullanım aşamasında karşılaşılabilecek olan ve yatırım maliyetlerini arttıracak nitelikler taşıyan hususlara dikkat çekmeyi ve dolayısıyla rasyonel planlamalara yardımcı olmayı amaçlamaktadır.

VERİ GRUPLARI

Arazi kullanım kapasitesinin belirlenmesi amacıyla araştırma alanının bölgesel jeolojik yapı içerisindeki konumu, hidroloji ve hidrojeoloji koşulları, kaya türlerinin mühendislik özellikleri, fizyografik yapısı, güncel jeomorfolojik süreçleri ve deprenselliğine ilişkin veriler toplanmıştır. Filyos Vadisi'nin doğal yapısının anlaşılmasına yönelik bu araştırmalardan elde edilen sonuçlar özet olarak aşağıda sunulmuştur.

Genel Jeoloji: Araştırma alanı ve yakın çevresinde Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kaya toplulukları yüzeyler (Şekil 1). Paleozoyik dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ve granitten oluşur. Graniti altlayan ofiyolit yerleşim yaşı Kretase'dir. Senozoyik birimlerinden Kampaniyen yaşlı, küresel ayrışmalı kumtaşı, çakıtaşı ve çamurtaşı uyumsuzlukla Paleozoyik üzerine gelir. Kampaniyen-Turoniyen yaş aralığında; çamurtaşı, miltaşı, kiltası, andezit, aglomera ve tufün yanısıra volkanizmanın kısa bir duraksama geçirdiği dönemde çökelen killikireçtaşı ve kırıntılı seviyeler bulunur. Transgresif aşmalı Mealsrihtiyen yaşlı killikireçtaşı ve kireçtaşı üzerinde düşey geçişli karbonat çimentolu çamurtaşı Alt Paleosen yaşlı olarak gözlenir. Kumtaşı, çamurtaşı, miltaşı ve kiltasından oluşan fliş ise Paleosen-Eosen yaş aralığındadır (Yergök ve diğ. 1987). Kuvaterner Pleistosen akarsu çekellerinden oluşurken Holosen'de alüvyon ve kıyı çökelleri gözlenir.



Şekil 1. Çalışma alanı ve yakın çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 1. The simplified geological map of the investigated area and its vicinity.

ARAZİ KULLANIM KAPASİTESİ BELİRLEME ÇALIŞMALARINDA YERBİLİM VERİLERİ

Hidroloji: Bölgenin en büyük akarsuyu olan Filyos nehrinin su toplama havzası 13300 km²'dir. Yıllık ortalama 104.6 m³/sn olan nehrin debisi Nisan ayında 230 m³/sn ile en yüksek, Ağustos ayında ise 28 m³/sn ile de en azdır (SU İŞ, 1987). Nehir üzerinde henüz herhangi bir baraj yapılmış değildir. Karadeniz'e yılda ortalama 2.91 km³ su-boşaltan nehir aracılığı ile yılda 4.18x106 ton asılı ve 0.9x106 ton da dip sürüntü malzemesi taşınır (Hay, 1994). DSİ (1993) tarafından nehrin taşkın değerleri Q(5) 1649, Q(10) 2064, Q(25) 2588, Q(50) 2977 ve Q(100) 3362 m³/sn olarak hesaplanmıştır. Son yirmi yılda yapılan ölçümler, taşkın dönemlerinde nehirdeki su kütlesinin, ortalama akışının 3.18 ila 19.94 katlarına ulaşabildiğini göstermektedir. Nejiir araştırma alanında örgülü akış şekli göstermektedir. Araştırma alanında sel karakterli yan derelerle beslenir. Filyos nehri yan derelerinde çamur sellenmesi egemendir.

Hidrojeoloji: Bölgede, Devoniyen yaşlı kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşları, Çaycuma formasyonunun kumtaşı seviyeleri ve Filyos nehri boyunca yer alan alüvyon geçirimli ortam özelliği taşımakta ve akifer oluşturabilmektedir. Söz konusu kireçtaşlarında yüksek debili (en yüksek 9087 l/sn-en düşük 100 l/sn, MTA, 1998) karst kaynakları gelişmiştir. Alüvyonlar bölgedeki tüm yerleşim alanlarının ve endüstri kuruluşlarının su gereksiniminin sağlandığı akiferlerdir. Çaycuma Belediyesi ve SEKA kağıt fabrikası için açılan keson kuyuların verimi 25 l/sn değerindedir. Yeraltı suyu seviyesi nehir yatağından uzaklaştıkça derinleşir. Buna karşın Perşembe ve Saltukova vadilerindeki güncel çökeller genellikle fişel istiftten türeyen kil oranı yüksek gereçten oluştuğu için genellikle geçirimsiz ortam niteliğindedir. Bu alüvyonlarda açılan keson kuyulardaki sınırlı su rezervleri içme ve sanayi suyu kullanımına uygun nitelikte değildir.

Mühendislik Jeolojisi Mühendislik özellikleri tanımlamaları ISRM, 1981'e göre yapılmıştır. Ayırtılan birimlerin alansal dağılımları Şekil 2'de gösterilmiştir.

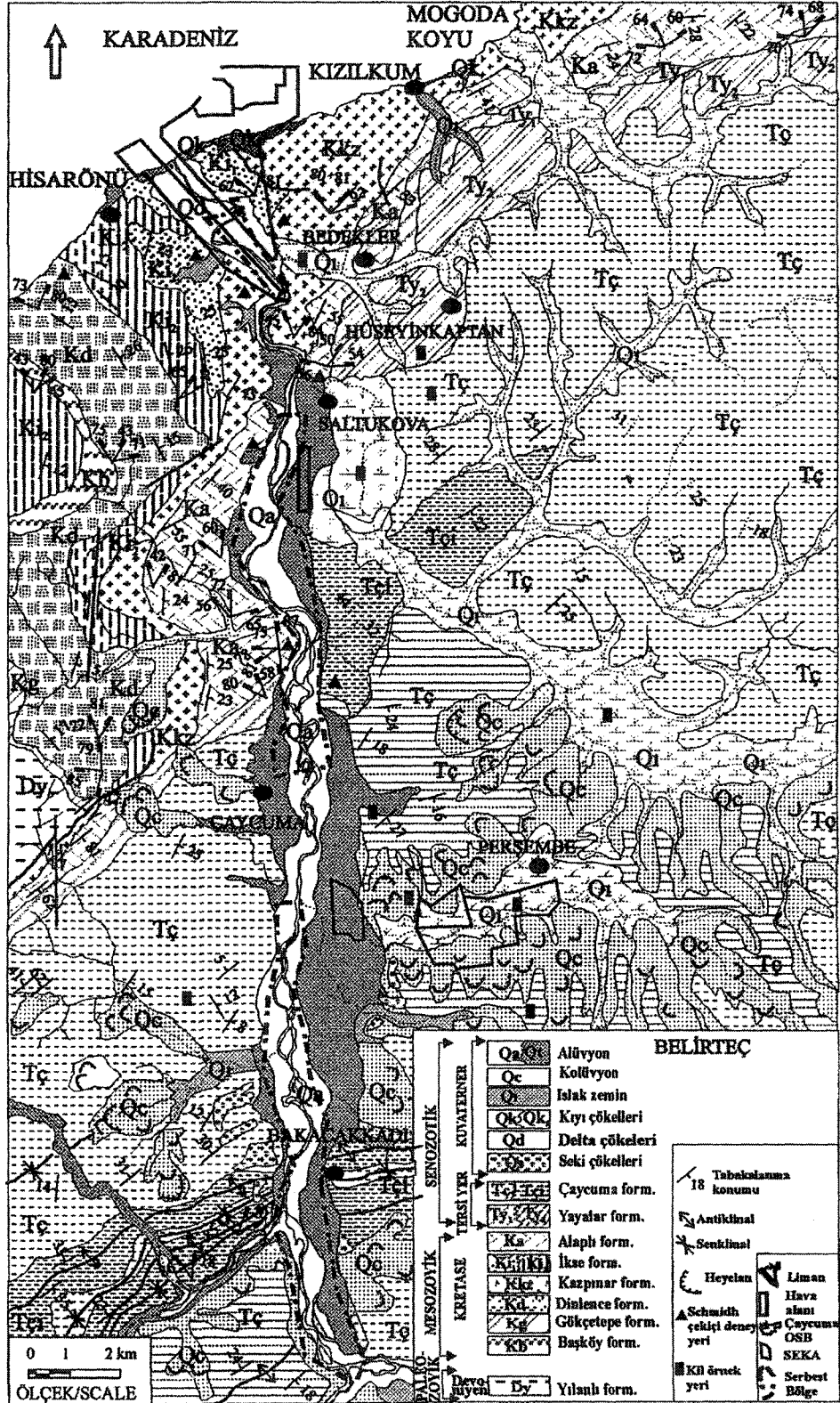
Çaycuma Formasyonu (Tç): İnceleme bölgesinde geniş alanlarda yüzey ley en fişel birim kıltaşı, miltaşı, çamurtaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşur. Ardışık katmanlı birimde zayıf-çok zayıf dayanımlı kıltaşı ve çamurtaşları egemendir. Kumtaşının kıltaşı ve çamurtaşı ile ardalandığı kesimler duraysızlık zonları oluşturmaktadır. Kumtaşı seviyeleri geçirimli ortam özelliğinde olup yeraltı suyunun uzun mesafelerde devinimine olanak sağlar ve geçirimsiz olan kıltaşı veya çamurtaşı seviyelerinde, geçirimli-geçirimsiz iki tabaka arasındaki biriken su kayma direnci değiştirirlerini düşürmektedir. Bu nedenle, yamaç dışarı eğimli kesimlerde doğal ve ya-

pay yamaçlarda büyük ölçekli duraysızlık sorunları oldukça yaygındır. Bu alanlarda başlangıcı düzlemsel olan kütle hareketlerinde topuğa doğru, ardışık kaymalar sonucu biriken malzeme içerisinde, dairesel kaymaların yanısıra suyun da fazlaşması ile akmalar gelişebilmektedir. Çaycuma ve Perşembe yöresinde düşük eğimli (15-13 dereceden daha az) yüzeylerde toprak sürünmesi (creep) etkilidir. Sürünme derinliği yer yer 2 metre kalınlığa ulaşır ve bu kesimler yoğurulmuş toprak zonları içerir. DKD-BGB doğrultulu, orta-sıkı kıvrımlanma geçirmiş olan birimde tabakalanma konumları yer yer 30°'den daha yüksek eğim açalarına ulaşabilmekte bazen de dik ve devrik yapılar izlenmektedir. Bu tür alanlarda tabakalanmanın yanısıra eşlenik eklem sistemlerinin de etkisiyle, düzlemsel kaymaların yanında kama tipi kaymalar da gözlenmektedir. Formasyon içerisindeki kumtaşı seviyelerinde Schmidt çekici darbe sayısı: 22-33, Nokta yükü dayanımı (MPa): 2.1-2.6 ve Tek eksenli basınç dayanımı (MPa): 51-62 olarak bulunmuştur. Formasyon orta dayanımlı-dayanımlı kumtaşı seviyeleri içermesine karşın bir bütün olarak zayıf kayaç grubu içerisinde yer alır.

İlev Volkanit Üyesi (Tçi): Çimentolanmaya bağlı dayanım gösterir. Çakıltaşı ve kaba kumtaşı seviyeleri yer yer tabakalanmasız yığılımlar şeklindedir. Kütle hareketleri, kıltaşı ve çamurtaşı seviyelerinin daha az oluşu nedeniyle formasyonun diğer litolojilerine oranla çok az gelişmiştir. Eklem sistemleri bazen kapalı ve MH türü malzeme ile dolguludur. Orta-kalın katmanlı zayıf çimentolu kaba kumtaşı ve ince-orta taneli çakıltaşı orta dayanımlı, ince taneli kumtaşı ve tüffit genelde zayıf dayanımlı kayaç grubunda yer alır. Birim içerisindeki kumtaşı seviyelerinde Schmidt çekici darbe sayısı: 21-29, Nokta yükü dayanımı (MPa): 1.8-2.7 ve Tek eksenli basınç dayanımı (MPa): 44.08-64.8 olarak bulunmuştur.

Yahyalar Formasyonu (Ty): Formasyonun alt bölümlerini oluşturan kumtaşı ve marn bölümleri Ty₁₅ üst seviyeleri oluşturan karbonat çimentolu çamurtaşı ise Ty₂ olarak mühendislik özellikleri gereği ayırtılarak haritalanmıştır. Marn ve karbonat çimentolu çamurtaşlarında tabakalanma pek belirgin olmamasına karşın kumtaşı seviyelerinde tabakalanma iyi gelişmiştir. Kumtaşı ve marn orta dayanımlı, çamurtaşı seviyeleri ise zayıf dayanımlı kayaç grubundadır.

Alaplı Formasyonu (Ka): Tabakalanma eğimleri 70-80°'ye ulaşan kesimlerde açılacak yarmalarda potansiyel devrilme beklenilmelidir. Killikireçtaşı ve kireçtaşı seviyeleri orta-yüksek dayanımlı, çamurtaşı seviyeleri ise zayıf dayanımlıdır. Kumtaşı çimentolanmaya bağlı



Şekil 2. Aşağı Filyos Vadisinin (Zonguldak) mühendislik jeolojisi haritası.

Figure 2. Engineering geological map of Lower portion Filyos Valley (Zonguldak).

ARAZİ KULLANIM KAPASİTESİ BELİRLEME ÇALIŞMALARINDA YERBİLİM VERİLERİ

orta dayanımlı-dayanımlı kaya özelliği gösterir. Eklem yüzeyleri düzgün, açık ve CH-MH malzeme ile dolguludur. Formasyon içerisindeki killikireçtaşı seviyelerinde Schmidt çekici darbe sayısı: 21-32, Nokta yükü dayanımı (MPa): 2.5-3.6 ve Tek eksenli basınç dayanımı (MPa): 60-86.4, kumtaşı seviyelerinde ise Schmidt çekici darbe sayısı: 24-38, Nokta yükü dayanımı (MPa): 4.8-6.8 değerlerinde bulunmuştur.

Kazpınar Formasyonu (Kkz): Üzerinde kalınlığı yer yer 2-5 m arasında değişen toprak gelişimi vardır. Andezitlerde altıgen prizma şeklinde sütun soğuma çatlakları yaygın gelişmiştir. Aglomera masif veya kalın katmanlıdır. Kazpınar formasyonunun içerdiği birimler duraylılık açısından herhangi bir sorun içermez. Ancak, sütun yapısı gözlenen yamaç zonlarında kornişler sunan andezitlerde yer yer devrilme ve/veya blok ve kaya düşmeleri izlenir. Andezit üzerinde yapılan deneylerde Schmidt çekici darbe sayısı: 46-51, Nokta yükü dayanımı (MPa): 2.9-3.6 ve Tek eksenli basınç dayanımı (MPa): 71.4-86.6 olarak bulunmuştur. Andezit ve aglomeradan oluşan formasyon orta dayanımlı-dayanımlı kayac grubunda bulunur.

İkse Formasyonu (Ki): İkse formasyonu içerisinde bulunan daha dayanımlı seviyeler sunan kireçtaşı seviyeleri Ki₁, kırıntılardan oluşan seviyeler ise Ki₂ olarak haritalanmıştır. Tabaka eğiminin yamaç dışarı olduğu kesimleri düzlemsel kayma potansiyeli taşır. Diğer kesimleri duraylıdır. Kireçtaşında karstlaşma etkilidir. Eklem sistemleri açık, CH-MH ile dolguludur ve yüzeyleri düzgündür. Kireçtaşı seviyelerinde Schmidt çekici darbe sayısı: 43-47, Nokta yükü dayanımı (MPa): 1.8-3.63 ve Tek eksenli basınç dayanımı (MPa): 43.4-87.1 olarak bulunmuştur. İnce-orta katmanlı kumtaşı, kiltası, miltaşı, çamurtaşı ve tüffitten oluşan birim, zayıf-orta dayanımlı kayac grubunda yer alır.

Dinlence Formasyonu (Kd): Tüf ve kumtaşları ince-orta tabakalıdır. Eklem yüzeyleri düzgün, kapalı ve çoğunlukla zeolit ve kalsit dolguludur. Genelde duraylı birim olmasına karşın, bazı kesimlerinde düzlemsel kaymalar gelişebilmektedir. Andezit, tüf, aglomera ve kumtaşından oluşan formasyon orta-yüksek dayanımlı kaya birimlerini sunar.

Yukarıda mühendislik özellikleri verilen formasyonlar içerisindeki değişik litolojilerden bulunan Schmidt sertliği, nokta yükü dayanımı ve bunlara bağlı bulunan tek eksenli basınç dayanımı değerleri Çizelge 1 'de verilmiştir.

Kolüvyon (Qk): Çalışma alanında, kiltası, miltaşı, çamurtaşı ve kumtaşından oluşan birimlerin yamaç ve yamaç eteklerinde biriken güncel killi çökellerdir. Ana kayaların tamamen günlenmiş bölümleri ve kayma alanlarından türeyen gereçler de kolüvyon olarak haritalanmıştır. Kolüvyon içerisinde dairesel kaymaların yanısıra su ve kil miktarının artmasına bağlı olarak akma sıklıkla gözlenir. Genellikle yumuşak killi zemin özelliği taşıyan birimde CH-MH malzeme içeriği fazladır. Yumuşak-orta sıklıktadır. Kütle hareketlerinin oluşturduğu kesimlerinde biriken kolüvyon içerisinde ana kaya bloklarını gözlemek olasıdır. Kolüvyon üzerinde yapılan deneylerde likit limit: 44-67, plastik limit: 28-40, sıkışma indeksi: 0.395-0.602 aralıklarında, X-Ray analiz sonuçlarına göre de killerin smektit, kuvars, K-feldspat, kalsit ve klorit minerallerinden oluştuğu saptanmıştır.

Islak Zemin (Qi): Çaycuma formasyonunu akaçlayan akarsuların vadi tabanlarında gelişmiş, su olması durumunda bataklık ortama dönüşebilen, eski kayma alanlarından türeyen, yumuşak, mavi-sarı, parlak ve kayma yüzeyli yoğurulmuş killeri bolca içeren, oturma potansiyeli taşıyan güncel çökeller bu ad altında tanımlanmıştır.

Çizelge 1. Kayac örneklerinden elde edilen Schmidt çekici, nokta yük dayanımı ve tek eksenli basınç dayanımı.

Table 1. Uniaxial compressive strength, point load strength and Schmidt hammer obtained from the rock samples.

Örneğin alındığı birim	Schmidt çekici değeri, darbe sayısı	Nokta yükü dayanımı, MPa	Tek eksenli basınç dayanımı, MPa*
Çaycuma Fm. içerisindeki kumtaşı	22-33	2.1-2.6	51-62
İlev volkanit üyesindeki kumtaşı	21-29	1.8-2.7	44.08-64.8
Alaplı Fm. içerisindeki killikireçtaşı	21-32	2.5-3.6	60-86.4
Alaplı Fm. içerisindeki kumtaşı	24-38	4.8-6.8	54-68
Andezit	46-51	2.9-3.6	71.4-86.6
İkse Fm. içerisindeki kireçtaşı	43-47	1.81-3.63	43.4-87.1

* Tek eksenli basınç dayanımı değerleri nokta yük dayanımı ve Schmidt çekici değerlerinden hesaplanmıştır.

lanmıştır. Birim içerisinde Çaycuma Organize Sanayi Bölgesinde (ÇOSB) açılan yarmaların ilk 2-3 m'lik bölümünde organik malzeme miktarının yüksek olduğu, sonraki kısmın yoğurulmuş mavi killer ve eski kütle hareketleri ile gelişmiş suya doygun yağlı killer olduğu gözlenmiştir. Geçirimsizliği $1*10^{-8}$ - $1*10^{-9}$ m/sn'dir. Bu nedenle, yeraltısuyu akaçlaması çok güç veya uzun zaman almaktadır. Çok yumuşak-sıkı killerden oluşur. Islak zeminlerde yapılan deneylerde likit limit: 44-62, plastik limit: 25-32, sıkışma indeksi: 0.395-0.557 aralıklarında, X-Ray analiz sonuçlarına göre de killerin smektit, kuvars, K-feldispat ve klorit minerallerinin varlığı gözlenmiştir. Bu birim içerisinden alınan numunelerde yapılan deney sonuçları Çizelge 2'de sunulmuştur (Çan ve diğ., 1997). ÇOSB'nin üzerine kurulacağı bu birimin mühendislik özellikleri deney sonuçlarından da anlaşılacağı gibi son derece zayıftır.

Alüvyon (Qa): Genelde mil, kum ve çakıl boyutundaki akarsu çökellerinden oluşan güncel ve tutturulmamış malzemelerdir. Filyos nehri yatağında örgülü yatak çökelleri şeklindedir. Çakıl ve kumlar mercek şeklinde depolanma gösterir. Filyos nehri taşkın ovası yüzeyi 2-5 metre kalınlığında ince kum, silt ve mil dolgusu ile kaplıdır. Tabanında ise örgülü akarsu çökelleri bulunur. Delta alüvyonları ise ince kum, silt ve milden oluşmaktadır. Filyos nehri eski taşkın çökellerinde yapılan deneylerde likit limit: 42-56, plastik limit: 32-51, sıkışma indeksi: 0.337-0.503 aralıklarında, X-Ray analiz sonuçlarına göre kuvars, K-feldispat, smektit, klorit ve illit minerallerinin varlığı saptanmıştır.

Kıyı Kumu-Kumul-Delta (Qk): Kıyı kumu, kıyıda plaj alanlarında biriktirilmiş kum-ince kum ve mil boyutundaki gereçten oluşur. Kumul, kıyı gerisinde rüzgar süreçleri ile gelişmiş hareketli kum-ince kum ve mil boyutundaki malzemedir. Filyos nehri tarafından nehir ağzında biriktirilmiş sedimanlardır. Genellikle Qk, SP'den

GP'ye kadar değişkenlik gösteren, değişik kökenli, tutturulmamış malzemeden oluşur.

Seki Çökelleri (Qs): Filyos nehrinin Pleyistosen yaşlı çökelleridir. Silt, kum, çakıltaşından oluşur. Çakıltaşı egemen kaya türüdür. Kalınlığı yersel farklılıklar gösterir. Çakıltaşı seviyeleri bazı kesimlerinde CaCC>3 ile çimen tolanmıştır. Zayıf-orta dayanımlıdır.

Jeomorfoloji: Filyos vadisi, yapısal denetimli KD-GB uzanımlı yükselim kuşakları içerisinde K-G yönünde açılmış bir aşınım oluşudur. Tabanı nehrin getirdiği alüvyonlarla dolarak ova morfolojisini kazanmıştır. Vadi yanlarında, yine alüvyon dolgulu vadi tabanları şeklindeki düzlüklerle çevredeki yüksek rölyef içlerine sokulur. Bölgede birbirinden farklı süreçlerin etkin olduğu beş ana yerçekli grubu ayırt edilmiştir. Bunlar, alt birimlere ayrılan alüvyon düzlükleri, kıyı kuşağı, alt seviye aşınım platoları, yüksek plato-tepelikler ile dağlık alandan oluşmaktadır (Çizelge 3). Arazi kullanım sınıflaması açısından bu yerçekli gruplarının özellikleri kısaca aşağıda verilmiştir.

Alüvyon Düzlükleri: Bölgenin en alt seviye düzlüklerini oluştururlar. Beş alt birime ayrılır Filyos nehri boyunca güncel örgülü akarsu yatağı, taşkın yatağı/ovası ve delta taşkın ovasından oluşur. Bu üç birim Filyos nehrinin sellenme ve taşkın süreçleri etkisindedir. Erozyon ve sedimantasyon nedeniyle sürekli morfolojik değişimlerin gerçekleştiği alanlardır. En hızlı değişimler ise örgülü yatak ve delta bölümünde gerçekleşmektedir. Doğuda Filyos vadisine açılan alüvyon dolgulu vadi tabanları drenaj yetmezliği nedeniyle yağışlı dönemlerde sığ bataklıklara dönüşebilen, sellenme ve taşkın potansiyeli taşıyan alanlardır.

Kıyı Kuşağı: Bu zon yüksek açılı yalıyarlar, delta, kıyı kumsalı ve hareketli (aktif) kıyı kumullarından oluşmaktadır. Plaj (kumsal) genişliği yer yer 200 metreyi aşar. Fırtına dönemlerinde yüksek dalgaların etkisiyle

Çizelge 2. Islak zemin (Qk) örneklerinden elde edilen deney sonuçları.
Table 2. Experimental results of wet soil samples (Qk).

Değiştirgeler	Değişim aralığı	Değiştirgeler	Değişim aralığı
Doğal birim hacim Ağırlık, ton/m ³	1.85-2.00	Tek eksenli basınç dayanımı, kg/cm ²	1.45-1.80
Doğal su içeriği %	30-38	Sıkışma indeksi,	0.395-0.602
Likid limit, %	44-67	Sürtünme açıları, derece	8-12
Plastik limit, %	25-32	Hacimsal sıkışma katsayısı, cm ² /kg	0.15-1-2-4
Büzülme limitler, %	10-13	Sıkışma katsayısı, cm ² /kg	0.5557

ARAZİ KULLANIM KAPASİTESİ BELİRLEME ÇALIŞMALARINDA YERBİLİM VERİLERİ

Çizelge 3. Tutturulmamış güncel çökellerin zemin indeks özellikleri ve X-RAY sonuçları.
Table 3. X-RAY results and soil index properties of modern unconsolidated sediments.

Örneğin alındığı birim	Likit limit %	Plastik limit %	Sıkışma indeksi %	X-RAY Analiz Sonucu *
Islak zemin (Q1)	44-62	25-32	0.557	Smektit, Kuvars, K-Feldispat, Klorit
Kolüvyon (Qc)	44-67	28-40	0.395-0.602	Smektit, Kuvars, K-Feldispat, Kalsit, İllit
Çaycuma Fm. Üzerindeki kalıntı toprak	46-63	25-43	0.413-0.561	Smektit, Kuvars, K-Feldispat, Kalsit, İllit
Delta Çökeli (Qk)	47-80	29-56	0.422-0.719	Kuvars, K-Feldispat, Smektit, Klorit, İllit
Filyos nehri eski delta Çökelleri (Qt)	42-56	32-51	0.377-0.503	Kuvars, K-Feldispat, Smektit, Klorit, İllit

* Mineral sırası çoktan aza doğrudur.

kumsallar, mikromorfolojisi sürekli değişim gösterebilen alanlardır. Delta ve Kızılıkum plajlarının gerisinde aktif kıyı kumulları gelişmiştir. Bunlar kara yönünde yer yer 2 km kadar ilerlemiş hareketli kumullardır. Delta bölümünde ise sedimantasyon-dalga erozyonu nedeniyle kıyı çizgisi sürekli değişim içerisinde. Denizdeki kıyı akıntıları batıdan doğuya doğrudur. Bu nedenle, delta ağzından Filyos nehrinin getirmiş olduğu sedimanların taşınma yönü de batıdan doğuya doğrudur.

Alt Platolar: Alüvyon düzlükleri ile daha yüksek morfolojiler arasında yer alan aşınım kökenli düzlüklerdir. 20 ila 100 metre yüksekliklerde bulunan bu düzlüklerin yüzeyinde kalın toprak örtüsü gelişmiş olup yüzey sellenmesi egemen süreçtir. Yüzey eğimi 5-15° arasında değişir. Yamaç zonlarında sığ yarıntılar (gully) gelişmiştir.

Üst Plato-Tepelikler: Akarsularla yarılmış ve kütle hareketleri sonucu gelişmiş düzensiz morfolojili yamaçlarla tanınan, yer yer tepeliklere dönüşmüş, yükseltisi 50-300 arasında değişen rölyef grubudur. Genelde Çaycuma formasyonu üzerinde gelişmiştir. Bölgede kütle hareketlerinin en yoğun olduğu morfolojik üniteyi oluşturur. Tabaka eğimi ile yamaç eğimi arasındaki geometrik ilişki duraylılık parametresini oluşturur. Yamaçlarda kütle hareketleri yanında yarıntı erozyonu etkilidir.

Yüksek Dağlık Alan: Kütleli yükselimli, dik ve uzun profilli yamaçlarla tanınan rölyef grubudur. Çaycuma-Hisarönü arasında KD-GB yönlü orografik uzanımları oluşturur. Bazı kesimlerde dar vadilerle derin şekilde yarılmıştır. Genelde, tortul kayalarda büyük antiklinallere volkanitlerde ise andezit kütlelerine karşılık

gelmektedir. Yüksek yamaç eğimine karşın kütle hareketlerinin en az düzeyde izlendiği alanlardır. Yoğun orman örtüsü ile kaplıdır. Orman bulunmayan ve tortul kayalar ile aglomeranın yüzelediği kesimlerde yoğun yarıntı erozyonu (gully) izlenir.

Depremsellik: Bölgede deprem kaynağı olan aktif fay belirlenmemiştir. Ancak yöre Amasra ve Kuzey Anadolu Fayı'nda meydana gelebilecek depremlerin düşük dereceli etkili alanındadır (Şaroğlu ve diğ., 1987, 1992). Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'nda ise (Bâyındırlık ve İskan Bakanlığı, 1996) yöre İkinci derece deprem kuşağında gösterilmektedir. Depremlerin yörede yıkıcı etkisi yapma olasılığı düşüktür. Ancak Kuzey Anadolu Fayı ve Amasra Fayı'nda meydana gelebilecek depremlerde, yeraltısuyuna doygun alüvyon zeminler ve duraysız alanlar diğer arazi sınıflarına göre deprem etkisini artırıcı özellikler taşımaktadır. Bu nedenle yapılaşmada kullanılacak deprem parametreleri arasında yerel zemin özellikleri ön planda tutulmalıdır.

YÖNTEM

Doğal yapı ve süreçleri tanıtmaya yönelik olarak jeoloji, jeomorfoloji, mühendislik jeolojisi, hidroloji ve hidrojeoloji özellikleri verilmiştir. Arazi kullanım potansiyelinin belirlenmesi veya çevre koruma-kullanma dengesinin sağlıklı bir şekilde kurulabilmesi için bu temel verilere gereksinim vardır. Araştırılan yerbilim verileri ışığı altında Aşağı Filyos Vadisi'nin arazi kullanımına ilişkin değerlendirmeler saptanmıştır. Bulgular doğrultusunda bölgenin arazi kullanım potansiyel haritasının hazırlanmasında tamamen yerbilim verileri esas

alınmış, ortak özellik sunan alanlar aynı sınıfta toplanmıştır. Arazi sınıflamasında litolojik kompozisyon ve bunların oluşturduğu zemin tipleri, genel jeomorfolojik yapı içerisindeki konum, güncel dinamik süreç ve risklerin dağılımı, hidrolojik ve hidrojeolojik özellikler, topoğrafik eğim, zeminlerin olası depremlere karşı duyarlılığı, maden ve endüstriyel hammadde açısından doğal kaynak değerleri esas alınmıştır. Ancak, planlama ve uygulama açısından önem nedeni ile kütle hareketleri, taşkın, sellenme vb. doğal afetlere yolaçabilen süreçler ağırlıklı olarak önplanda tutulmuştur. Kullanılan ölçütlerin (litoloji, zemin tipi, hidroloji, hidrojeoloji, depreme duyarlılık gibi) etkisi bazı alanlarda birden fazla olabilmektedir. Bu gibi alanlarda yapılan sınıflamada, planlama ve uygulama açısından önem taşıyan süreçler öncelikle ele alınmıştır.

Arazi kullanım potansiyel haritaları araştırma alanının üst ölçekteki araştırmalarına ışık tutmak amacı ile hazırlanmıştır. Bu çalışma, inceleme alanında yerleşme ve sanayi alanlarının planlanması ve yer seçimine ilişkin çalışmalara yönlendirici anlamında katkı koymayı amaçlamaktadır. Uygulama ve yapılaşma aşamasında projelendirme için daha detay jeoteknik araştırmaların yapılması zorunludur.

DEĞERLENDİRME VE ANALİZ

Doğal yapı ve süreçlere ilişkin toplam bulgular doğrultusunda araştırma alanı beş ana arazi ünitesine ayrılmıştır (Şekil 3). Kendi içlerinde alt sınıflara da ayrılmış olan bu arazi gruplarına ilişkin ayrıntılı açıklama Çizelge 4'te verilmiştir. Aşağıda ise ayrırtlanmış olan arazi sınıflarının dağılımı, planlama ve uygulama açısından önem taşıyan tanıtıcı özellikleri sunulmuştur.

A Tipi Araziler: Bölgenin en alt yükselti basamağını oluşturan alüvyonal taban arazi tipleri A Tipi Arazi grubunda toplanmıştır. Planlama ve uygulayıcılar için cazibesi olan alanlardır. Filyos nehri ve yan kollan boyunca yer alan alüvyon dolgu düzlükleri ile delta taşkın ovasından oluşurlar. Alüvyon düzlükleri, etkin doğal süreç ve zemin özellikleri açısından beş alt arazi sınıfına ayrılmıştır.

A1 Tipi Araziler: Filyos nehri güncel yatağı A1 tipi arazi olarak ayrırtlanmıştır. Bakacakadı ile delta arasında yaklaşık 25 km uzunluğunda, 300-800 metre genişliğindedir (Şekil 3). Örgülü akarsu yatağı taşkın dönemleri dışında kum ve çakıllarla kaplı niteliksiz arazi özelliği taşır. Tamamı sellenme-taşkın-sedimentasyon süreçleri etkisindedir. Planlanan Serbest Bölge çoğunlukla bu arazi sınıfı içerisinde yer alır. Ayrıca kamu yapılaşma

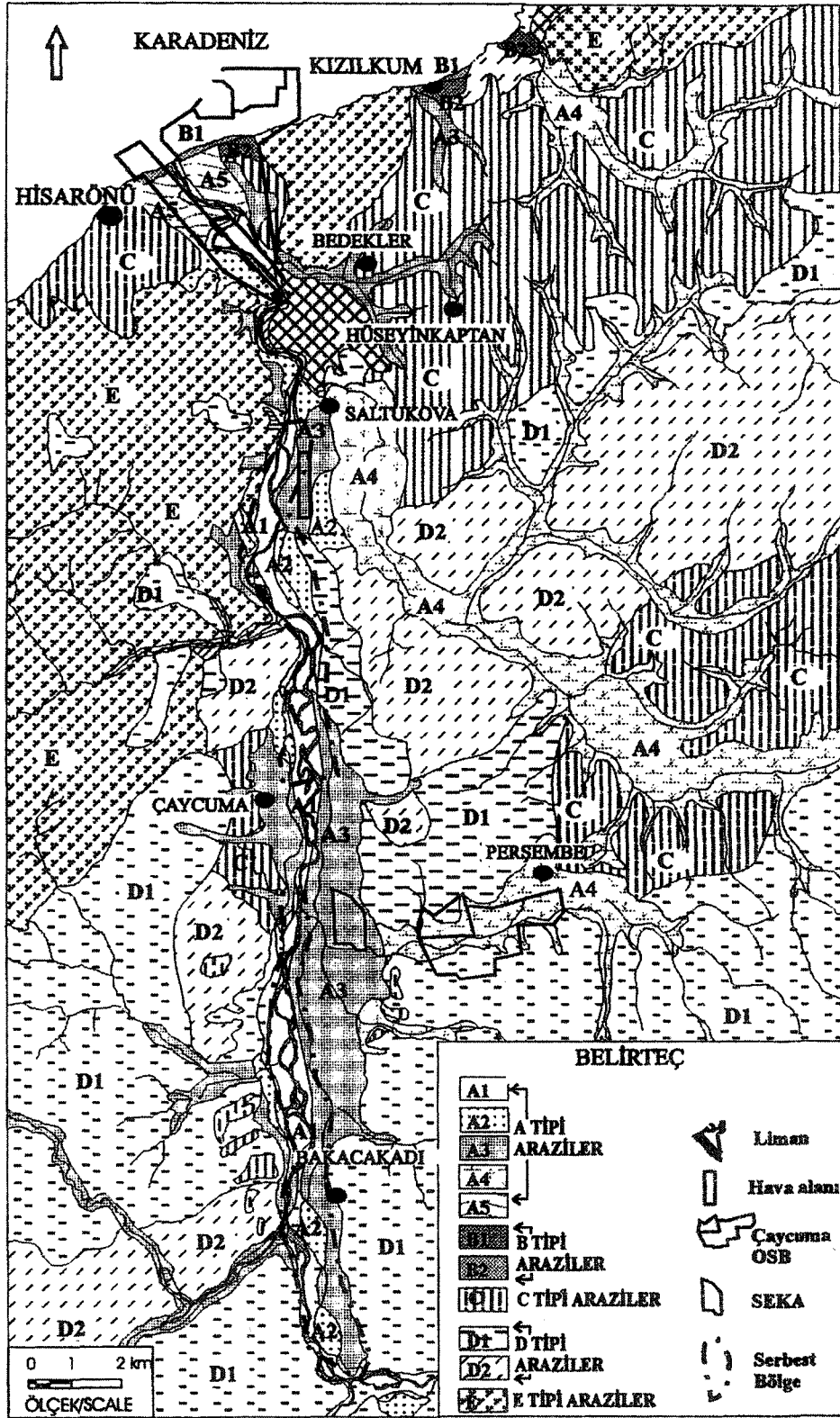
alanı olarak kullanılmaktadır. Taşkın açısından bölgenin en riskli arazi grubunu oluşturur. Zonguldak ve çevresi inşaat sektörünün kum ve çakıl malzemesinin tamamı bu arazi grubundan sağlanmaktadır. Yine, çevredeki yerleşmeler ile sanayi tesislerinin su ihtiyacının çoğunluğu buradaki rezervlerden karşılanmaktadır.

A2 Tipi Araziler: A2 simgesi ile ayrırtlanan arazi Filyos nehrinin taşkın yatağıdır. Nehir boyunca birbirinden kopuk alanlar şeklindedir (Şekil 3). 2 m'den 5 m'ye ulaşan taşkın çökelleri gevşek mil ve ince kumdan oluşur. Alt seviyelerde merccek şeklinde depolanmış kum ve çakıllar egemendir. Filyos nehrinin 10-20 yıllık aralıklarla tekrarlanan ender sellenme ve taşkın alanıdır. Bölgenin en iyi tarım topraklarını oluşturur. Her türlü yapılaşma için kullanıldığı gibi planlanan Serbest Bölge bu arazi sınıfı içerisinde yer almaktadır. Verimli yeraltısuyu taşır.

A3 Tipi Araziler: Filyos nehri boyunca eski taşkın ovası ve yan vadi tabanlarını kapsar (Şekil 3). Drenaj yetmezliği bulunan kesimleri yağışlı dönemde geçici göl ve bataklıklarla kaplanır. Yeraltısuyu rezerv alanlarıdır. Yan vadi tabanları ani sellenme riski taşımaktadır. Yörede çok sınırlı olan 1. Sınıf tarım arazilerinin çoğunluğu bu grupta yer almaktadır. Bu arazi grubu son yıllarda kent ve sanayi yapılaşma alanları olarak hızlı tüketilmektedir.

A4 Tipi Araziler: Drenajsız alüvyon düzlükleri A4 tipi arazi olarak ayrırtlanmıştır. Perşembe, Saltukova ve Mogoda vadi tabanlarını kapsamaktadır (Şekil 3). Drenaj yetmezliği nedeniyle yağışlı dönemde su basması egemen olup geçici göl ve bataklıklarla kaplanır. Akarsu talveg eğimlerinin çok düşük oluşu ve Filyos nehri ile aynı kotlarda bulunması nedeniyle akaçlanamaz niteliktedir. Yapılaşma açısından bölgenin en kötü zeminleridir. Zeminler oturma potansiyeli taşır ve küçük depremlerden etkilenebilir niteliktedir. Bazı özel sektör sanayi yapıları ile Çaycuma Organize Sanayi Bölgesinin bir kısım alanları bu arazi sınıfı üzerinde yapılandırılmaktadır.

A5 Tipi Araziler: Filyos deltası bu arazi grubun içerisinde yer almaktadır. Karadeniz kıyısında Filyos nehri deltasını kapsayan bu arazi ünitesinin tamamı taşkın alanıdır. Delta taşkınları sık sık tekrarlanır. Taşkın dönemlerinde arazi yüzeyi mil çamuru ile örtülür. Üzerinde eski mendereslere karşılık gelen sulu azmak ve göller bulunur. Birinci sınıf tarım toprağı niteliğindedir. Deltanın tamamı, planlanan Filyos Liman Projesi sahası içerisinde kalmaktadır. Silt, kum ve kilden oluşan delta alüvyonlarının kalınlığı maksimum 90 metre dolayındadır. Kıyı kesiminde, içerilere doğru kıyı kumulu ilerlemesi



Şekil 3. Aşağı Filyos Vadisi (Zonguldak) Arazi Kullanım Potansiyeli Haritası.
Figure 3. Land-use potential map of Lower portion Filyos Valley (Zonguldak).

Çizelge 4. Aşağı Filyos Vadisi (Zonguldak) Arazi Kullanım Potansiyel Haritası Açıklamaları.

Table 4. Explanations of abbreviation land-use potential map of Lower portion Filyos Valley (Zonguldak).

Arazi Sınıfı (harita simgesi)	Rölyef Grubu	Kaya/Zemin Türü	Zemin Özellikleri	Jeomorfoloji	Hidrojeoloji	Doğal Süreç ve Riskler
A1	A l ü y o n a l D ü z l ü k l e r	Kum, Çakıl.	Değişik kökenli, tutturulmamış, yuvarlanmış, GW ve SW boyutunda akarsu çökelisi. Çok geçirimli.	Güncel örgülü akarsu yatağı.	Akarsu ve akifer nitelikli yeraltısuyu potansiyeli taşır. YAS derinliği 1-3 metre. Su kalitesi içme ve kullanımına uygun.	Örgülü akarsu akış rejimi. sellenme ve taşkın, erezyon ve sedimentasyon yatak kenar erozyonu.
A2		Silt, ince kum, çakıl.	Güncel tutturulmamış, SM-SP ve GP boyutunda malzeme içerir. Yük altında ani oturma potansiyeli taşır.	Taşkın yatağı ve/veya taşkın ovası.	Filyos nehri boyunca yeraltısuyu potansiyeli YAS derinliği 3-7 metre. Saltukova doğusunda YAS içermez.	Filyos Nehri'nin potansiyel taşkın alanı. Taşkında erozyon ve sedimentasyon.
A3		Silt, kum, çakıl. İnce malzeme oranı yüksek	A1 + A2 zemin özelliklerini taşır.	Alüvyon dolgulu vadi tabanı ve/veya eski taşkın ovası.	Yeraltısuyu varlığı lokasyona göre değişebilir.	Dar vadi tabanlarında ani sellenme, yağışlı dönemde yer yer ova kesiminde geçici su göllenmesi.
A4		Kil, Silt.	Su olması durumunda bataklık dönüştürülen, kayma alanlarından türeyen, mavi ve eski kayma yüzeyli yoğunlaşmış killeri içeren CH karakterli malzemedir. Düşük, geçirimli suya doygun, yük altında oturma potansiyeli.	Yetersiz drenajlı, alüvyon-kolüvyon dolgulu, vadi tabanı ve/veya ova.	Pompaj kapasiteli yeraltısuyu içermez. Su kalitesi içme ve sanayi kullanımına uygun değil.	Sellenme ve taşkın, yağışlı dönemde sığ bataklık yapılaşmada potansiyel oturma ve çökme.
A5		Silt, kil, ince kum.	Değişik kökenli, tutturulmamış, etkili boşluk oranı yüksek, SP'den GP'ye kadar değişebilen malzeme.	Filyos Nehri deltası taşkın ovası	Yeraltısuyu potansiyeli taşır. Kıyıya yakın kesimlerde tuzlu su girişimi olasıdır.	Taşkın, sedimentasyon, yatak kenar erozyonu, kıyı kesiminde kumul ilerlemesi.
B1	Kıyı Düzlüğü	Kum, ince çakıl.	Geçirimsizliği yüksek, tutturulmamış, SM-SP ve SW boyutunda malzemedir.	Kumlu kıyı düzlüğü (Plaj)	Yeraltısuyu tuzlu	Dalga erozyonu ve sedimentasyon.
B2		Çok ince kum.	SM-SP ve SW boyutunda, yüksek geçirimli, tutturulmamış malzeme.	Hareketli (aktif) Kıyı kumulu.	Su iletilimsizliği çok fazla.	Rüzgar erozyonu, kumul ve kumul ilerlemesi.
C	Geçiş Zonu ve Alt Platolar	Kiltaş, silttaş, çamurtaş, ince tabakalı kumtaş ve akarsu seki çökelleri.	Yer yer günlenmiş, düşük dayanımlı, düşük tabaka eğimli, duraylılığı tabaka/yamaç eğim ilişkisine göre değişkendir.	Vadi boyu etek düzlükleri ve akarsularla sığ yarılmış aşınım düzleri. (Platolar)	Düşük akifer özellikleri gösterir.	Yer yer etkili krip ve toprak kayması, yüzey sellenmesi. (Sheet flood)
D1	Üst Platolar ve Tepelikler	Genellikle kiltaş, silttaş, çamurtaş, kumtaş, kütle hareketleri ile oluşmuş kolüvyon.	Kütle hareketleri ile ana kayadan türemiş, bloklu malzeme yanında önemli ölçüde CH malzeme içeren, gevşek, değişken bileşkenli, pekişmemiş özelliktedir. Dayanım zayıftan orta sıkıya değişir.	Kütle hareketlerinin yoğun olduğu, düzensiz morfolojili ve yüksek eğimli duraysız yamaç zonu ve çelik alan.	YASS yüzeye yakın.	Aktif ve potansiyel heyelan krip, toprak kayması, kütleli toprak kaybı ile sonuçlanan erozyon, vadi boylarında ani sellenme.
D2		Kumtaş, silttaş, kireçtaş, marn.	Orta yüksek dayanımlı, tabakalı sedimanter istifler, katmanlanma eğimi genelde yamaç içeri veya yamaç eğiminden yüksek değerdedir. Yer yer duraysız zonlar içerir.	Vadilerle derin yarılmış genelde flüviyal erozyon süreçleri etkisinde, yer yer küçük boyutlu kütle hareketleri içeren yamaç zonu ve çelik karakterli plato.	Düşük akifer özellikleri gösterir.	Flüviyal erozyon, potansiyel kütle.
E	Dağlık Alan	Andezit, aglomera, dolomitik kireçtaş, kumtaş	Sedimanter birimler ve andezit. Yüksek dayanımlı kaya grubundadır. Duraysızlık sorunu yoktur.	Düzensiz morfolojili dik yamaçlı, yüksek dağlık alan.	Yer yer iyi kalitede su rezervleri gösterir.	Erozyon, kaya Düşmesi.

ARAZİ KULLANIM KAPASİTESİ BELİRLEME ÇALIŞMALARINDA YERBİLİM VERİLERİ

Çizelge 4. Devamı.
Table 4. Continued.

Arazi Sınıfı (Harita simgesi)	Doğal Kaynak Potansiyeli	Toprak Kullanım Kabilyet Sınıfı*	Güncel Arazi Kullanım Şekli	DÜŞÜNCE ve ÖNERİLER
A1	Akarsu ve yeraltısuyu Kum, çakıl.	-	- Havza çevresindeki tüm kentsel birimlere ve sanayiye su temini. Düzensiz Kum-çakıl işletmeciliği. - Kamu ve sanayi yapılaşması - Planlanan Serbest Bölge Alanı	- Su kaynaklarının kirlenmesine karşı acil önlemler. - Kum-Çakıl işletmeciliğinin yatak düzenleme esasına dayandırılması - Şimdiki durumu ile yapılaşma yasağı. - Yatak ıslah düzenlemesi.
A2	Filyos Nehri boyunca yeraltısuyu ve kum-çakıl.	I	- Mera, fundalık, tarım. - Konut, sanayi ve kamu yapılaşması. - Planlanan Serbest Bölge Alanı. - Yeraltısuyu temini.	- Tarımsal niteliğin korunması. - Yeraltısuyuna karşı önlemler.
A3	Filyos Nehri boyunca yeraltısuyu ve kum-çakıl.	I	- Tarım. - Her türlü yapılaşma alanı. - Demiryolu-karayolu. - Havaalanı.	- Tarımsal niteliğin korunması. - Yüksek standartlı ulaşım alt yapısına uygun. - Taşkın riski olan bölümlerde drenaj düzenlemesi. - Kum-çakıl vb. kullanımlara yasaklanmalı.
A3	Filyos Nehri boyunca yeraltısuyu ve kum-çakıl.	I	- Tarım. - Her türlü yapılaşma alanı. - Demiryolu-karayolu. - Havaalanı.	- Tarımsal niteliğin korunması. - Yüksek standartlı ulaşım alt yapısına uygun. - Taşkın riski olan bölümlerde drenaj düzenlemesi. - Kum-çakıl vb. kullanımlara yasaklanmalı.
A4			- Mera, tarım, orman. - Çaycuma Organize Sanayi Bölgesinin bir bölümü ve gelişme alanı.	- Tarımsal niteliğin geliştirilmesi. - Zemin özellikleri nedeniyle tüm mühendislik yapılarında özel sorun yer alır. - Düşük eğim ve ıslak zemin tipi nedeniyle drenaj çalışmaları çok yüksek maliyetler getirebilir. - Sellenme ve taşkına karşı yatak düzenlemesi. - Adaköy Dişbudak Ormanı özel koruma alanı. - Suyu seven sanayi bitkilendirmesi (Kavak, Okaliptus vb.).
A5	Yeraltısuyu.	I	- Tarım, mera. - Kenar kesimlerinde kırsal konut ve sanayi yapılaşması. - Planlanan Liman Alanı.	- Tarımsal niteliğin korunması. - Zemin özellikleri nedeniyle tüm mühendislik yapılarında özel sorun yaratabilir. - Kıyı kesimlerin ekolojik özelliklerin araştırılarak "Sulak Alan" olarak korunmaya alınması. Liman, DSI çalışmalarına göre değerlendirilmelidir.
B1	Denizel kum.	-	Plaj.	- Günübürlük kullanım.
B2	Denizel-Rüzgar kumu.	-		- Rüzgar erozyonunu önleme esasına (bitkilendirme) dayalı rekreasyon alanı.
C	Çaycuma ve İkse formasyonlarında tuğla-kiremit ham maddesi Alaplı formasyonun'da marn, Kazpınar Andezitleri yapı malzemesi	II-III-IV	- Tarım-mera. - Kırsal, kentsel konut alanı.	- Her türlü yapılaşma için, görelî olarak en uygun alanlar. Ancak yer seçiminde özel jeolojik etüt gerektirir. - Teknik alt yapıda özel etüt gerektirir. - Alternatif Serbest Bölge Alanı (Mevcut ile proje maliyet karşılaştırılması sonucuna göre belirlenmek kaydı ile).
D1	Çaycuma ve İkse formasyonlarında tuğla-kiremit ham maddesi Alaplı formasyonun'da marn, Kazpınar Andezitleri yapı malzemesi	III-IV-VI	- Tarım-mera. - Kırsal yerleşme, elektrik, su haberleşme hattı.	- Öncelikle orman. - Kırsal yerleşmelerin heyelan alanları dışında planlanması. - Kent ve sanayi planlamasında kullanılamaz nitelikte - Demiryolu, karayolu, elektrik, gölet, telefon, boru hattı vb. gibi tüm mühendislik yapılarında özel sorun yaratır.
D2	Çaycuma ve İkse formasyonlarında tuğla-kiremit ham maddesi Alaplı formasyonun'da marn, Kazpınar Andezitleri yapı malzemesi	III-IV-VI	- Orman, mera, tarım.	- Orman niteliğinin geliştirilmesi.
E	"	VI-VII	- Orman.	- Orman niteliğinin geliştirilmesi.

izlenir. Filyos Nehri Taşkın Önleme Projesinin uygulanması ile delta bölümünde taşkın ve sedimentasyon süreçlerinde artış beklenilir.

B Tipi Araziler: Denizel süreçlerin etkisinde olan kıyı kuşağı zonu B Tipi Araziler adı altında toplanmıştır. Kumsal/plaj (B1) ve kumsal gerisinde yer alan kıyı kumulları (B2) İki alt gruba ayrılarak incelenmiştir (Şekil 3). Kumsallar (plaj) bu araziler içerisinde yer alır. Genişliği yer yer 200 metreyi aşmaktadır. Mogoda koyu dışında kalan tüm kıyıları fırtına dalgalarına açıktır. Kıyı kumulları aktif olup kara yönünde ilerleyen oluşumdur. Çevresindeki araziler çölleşme riski taşımaktadır. Bu alanlarda bitkilendirme esasına dayalı öncelikli önlemler alınmalıdır.

C Tipi Araziler: Yükseltisi 20-150 metre, yüzey eğimi ise 5-15° arasında olan Alt platolar bu sınıflamada yer alır. Morfolojik yarılımlar az olup bazı yamaç zonlarında potansiyel kayma alanları içerir. Yerleşme ve sanayi amaçlı planlamalar için görece olarak yörenin en uygun arazi sınıfı niteliğindedir. Yalnız, Perşembe yöresinde bu arazi ünitesi üzerinde yoğun ve derin toprak sürünmesi izlenir. Yersel litolojik değişimler nedeniyle planlama öncesi ayrıntılı mühendislik çalışmaları gerektirir.

D Tipi Araziler: Bölgede geniş yayılımı olan ve akarsularla yarılmış plato ve tepeliklerden oluşan bu arazi grubu, genellikle ardışık katmanlı kaya türleri içeren flišel birimler içerisinde su-süreksizlik-kil üçlüsünün yaratmış olduğu kütle hareketlerine bağlı olarak aktif duraylılık (D1) ve doğal yapısı ile duraylı, ancak potansiyel duraysızlık (D2) alanları olmak üzere iki sınıfa ayrılmıştır. Aktif duraysızlık alanlarında her türlü heyelan, toprak akması ve toprak sürünmesi (creep) gibi kütle hareketleri yoğun olarak gelişmektedir. Heyelanlar genelde düzlemsel kaymalar şeklinde başlar ve zincirleme gelişim süreci gösterirler. Topuk içerisinde dönel kaymalar gelişebilmektedir. Ayrıca, düşük eğimli yamaç zonlarında toprak sürünmesi etkilidir. Bölgedeki kırsal yerleşmelerin yoğunluğu, suyun varlığı ve basamaklı düz morfolojisi nedeniyle heyelan alanlarında yer almaktadır. Bu alanlarda görece olarak en duraylı kesimler morfolojik sırtların doruk bölümleridir. Duraysız alanlar her türlü planlamalar açısından bölgenin en olumsuz arazi sınıfını oluşturur.

E Tipi Araziler: Bölgenin en yüksek arazi ünitesini oluşturan yüksek kesimlerdir. Düzensiz morfolojili, yüksek eğimli, akarsularla dilinmiş, erozyon süreçlerinin etkili olduğu alanlardır. Çoğunlukla orman örtüsü ile kaplıdır. Planlamalarda yapılaşma amaçlı kullanılamaz niteliktedir.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Aşağı Filyos Vadisi'nin yerbilimsel nitelikleri belirlenerek planlama ve uygulama açısından inceleme alanı beş ana arazi grubu ve onbir alt sınıfa ayrılarak incelenmiştir. Bu arazi gruplarının özellikleri meslek disiplinleri arasında iletişimin kolay sağlanabileceği bir şekilde basitleştirilerek ana hatları ile özellikleri Çizelge 4'te ve alansal dağılımları Şekil 3'de gösterilmiştir. Ayırtlanan arazi sınıflarının E Tipi Araziler topografik ve morfolojik özellikleri nedeniyle kent ve sanayi planlamalarında kullanılamaz niteliktedir. Planlama açısından çekici özellikler taşıyan A Tipi Araziler'in yoğunluğu ise taşkın riski ve olumsuz zemin özellikleri içermektedir. Özellikle Filyos Nehri yatağı, delta ovası ve Perşembe ve Saltukova vadileri, günümüzdeki şekli ile yapılaşma amaçlı kullanımlara açılmayacak niteliktedir. B Tipi Araziler'de bulunan kumullar herhangi bir yapılaşma için kullanılmamalı sadece günübirlik turizme yönelik değerlendirilmelidir. Bölgede Çaycuma formasyonunun yüzeylendiği D Tipi Araziler ise duraysız ve potansiyel duraysızlık zonları oluştururlar. Duraysız yamaç zonları Çaycuma formasyonunun kıltaşı, kumtaşı ardalanması sunan kesimleridir. Bu alanlarda her türlü kütle hareketleri gelişebilmektedir. Dere yataklarına, kütle hareketleri ile sürekli kolüvyonal malzeme aktarılması nedeniyle duraysız alanlardaki küçük akarsularda çamur sellenmesi egemendir.

Ana kayanın zayıf kayalık niteliğinde oluşu ve kütle hareketlerinin tüm yamaç zonlarını kapsamaması nedeniyle bu alanlarda duraylılığın sağlanması çok zordur. Bu nedenle, duraysızlık alanları kent ve sanayi yapılaşmasına uygun olmadığı gibi ulaşım, haberleşme, boru hattı ve benzeri alt yapı içinde kullanılamaz nitelikte veya çok yüksek maliyetli projelendirme gerektirmektedir. Bölgede kent ve sanayi amaçlı planlamalara görece olarak en uygun arazi sınıfı az eğimli etek düzlükleri ve geniş düz yüzeyler oluşturan C Tipi Araziler'dir. Bu grup, planlanabilir araziler içerisinde kütle hareketlerinin en az olduğu kesimlerdir. Saltukova KD'sunda yer alan bu arazi ünitesi Aşağı Filyos vadisinde yapılması düşünülen yatırımların yoğunluğunu karşılayabilecek büyüklüktedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi'nce gerçekleştirilen "Aşağı Filyos Vadisi Arazi Kullanım Kapasitesi" adlı projenin bir bölümünü kapsar. Yazarlar, çalışma olanağı sağlayan MTA Genel Müdürlüğü'ne teşekkür ederler.

ARAZİ KULLANIM KAPASİTESİ BELİRLEME ÇALIŞMALARINDA YERBİLİM VERİLERİ

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, 1996, Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası. Ankara.
- Brown, R.D., & Kockeleman, W.J., 1983, Geologic Principles for prudent land use. Geological survey professional paper 946. U.S. Government printing office. Washington.
- Çan, T., Duman, T.Y., Yılmaz, İ. ve Emre Ö., 1997, Flişten oluşan bir bölgede kurulacak Organize Sanayi Sistemi'nin (OSS) Jeoteknik açıdan öndeğerlendirilmesi: Batı Karadeniz Bölgesi'nden bir örnek. Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. 20. Yıl Sempozyumu. Adana.
- DSİ, 1993, Batıkaradeniz havzası Filyos Çayı Taşkın Koruma projesi planlama raporu. DSİ XXIII. Bölge Müd. Ankara.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Akçay, A.E., Uysal, Ş., Özmutaf, M., Bozbay, E., Tongal, O. ve Sönmez, M., Aşağı Filyos Vadisinin Arazi kullanım potansiyeli. MTA Rapor (basım aşamasında).
- Eser Teknik Sondaj., 1994, Zonguldak-Çaycuma Organize Sanayi Bölgesi, Hidrojeolojik ve Jeolojik Etüt raporu, cilt no: 1. Ankara.
- Hay, B. J., 1994, Sediment and Water Discharge Rates of Turkish Black Sea Rivers before and After Hydropower Dam Constructure. Environmental Geology, 23, 276-283.
- I.S.R.M., 1981, Basic Geotechnical Description of Rock Masses. Int. f. rock Mec. Min. Sci. and Gomech. Abstr., 18, 85-110, Great Britain.
- Japan Intenational Cooperation Agency (JICA), 1991, For the study on the development project of Filyos port in the republic of Turkey. Final Report. Vol. 1. No 33.
- Larid, R.T., Perkins, J.B., Bainbridge, A.D., Baker, J.B., Boyd, R.T., Hustman, D., Staub, P.E. ve Zucker, M.B., 1979, Qualitative Land capability analysis. Geological Survey Professional Paper 946. U.S. Government Printing Office. Washington.
- Su iş, 1987, Filyos Akarsu Havzası Master Plan Raporu. Hidroloji Eki. Proje No: 329. Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987, Türkiye'nin aktif fayları ve depremsellikleri: MTA Rapor No: 8174, 394s.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ., 1992, Türkiye Diri Fay Haritası, MTA yayını.
- Yergök, A.F., Akman, Ü., İplikçi, E., Karabalık, N.N., Keskin, I., Mengi, H., Umut, M., Armağan, F., Erdoğan, K., Kaymakçı, H. ve Çetinkaya, A., 1987. Batı Karadeniz Bölgesi'nin Jeolojisi. MTA. Rapor No: 298 Ankara.

Makalenin geliş tarihi: 21.04.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 25.07.1998

Received April 21, 1998

Accepted July 25, 1998



Şereflikoçhisar (İç Anadolu-Türkiye) Maastrichtiyen'indeki *Orbitoides apiculatus* Schlumberger şizogonik çoğalması hakkında*

Schizogony in Orbitoides apiculatus Schlumberger from the Maastrichtian of Şereflikoçhisar (Central Anatolia-Turkey)

Engin MERİÇ İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850, Avcılar-İstanbul
Nurdan İNAN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas
Muhittin GÖRMÜŞ Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260, Çünür-Isparta

Öz

Bu çalışmada Şereflikoçhisar GD'sunda yer alan Asmayaylası köyü kuzeyinde gözlenen Asmaboğazı Formasyonu'nda şizogoni tip çoğalma sırasında fosilleşmiş, kavkının kenarına yakın farklı iki bölümde çok sayıda makrosferik embriyon içeren *Orbitoides apiculatus* Schlumberger ferdi tanıtılmaktadır.

22 adet ve farklı konumlarda makrosferik embriyon içeren bu örnek, Türkiye'nin diğer bölgelerinde, bilinen *Orbitoides* türlerinde rastlanıldığı gibi, bu yörede de sığ denizel fasiyesi simgeleyen zengin orbitoidal foraminifer topluluğunda şizogoni tip çoğalmanın varolduğunu ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler: Foraminifer, *Orbitoides apiculatus*, Şizogoni, Maastrichtiyen, Şereflikoçhisar, Türkiye.

Abstract

In this study, a microspheric individual of *Orbitoides apiculatus* Schlumberger having a large number of megalospheric embryos near the both peripheries of the test fossilised in the period of schizogony from the Asmaboğazı Formation outcropping around the north of the Asmayaylası Village (Southeast of Şereflikoçhisar-Central Anatolia) is described.

The individual including 22 megalospheric embryos in different positions also brings out existence of schizogonic type reproduction in rich orbitoidal foraminifera community indicating shallow water paleoenvironments as seen in the examples of *Orbitoides* species in various regions of Turkey.

Key Words: Foraminifera, *Orbitoides apiculatus*, Schizogony, Maastrichtian, Şereflikoçhisar, Turkey.

GİRİŞ

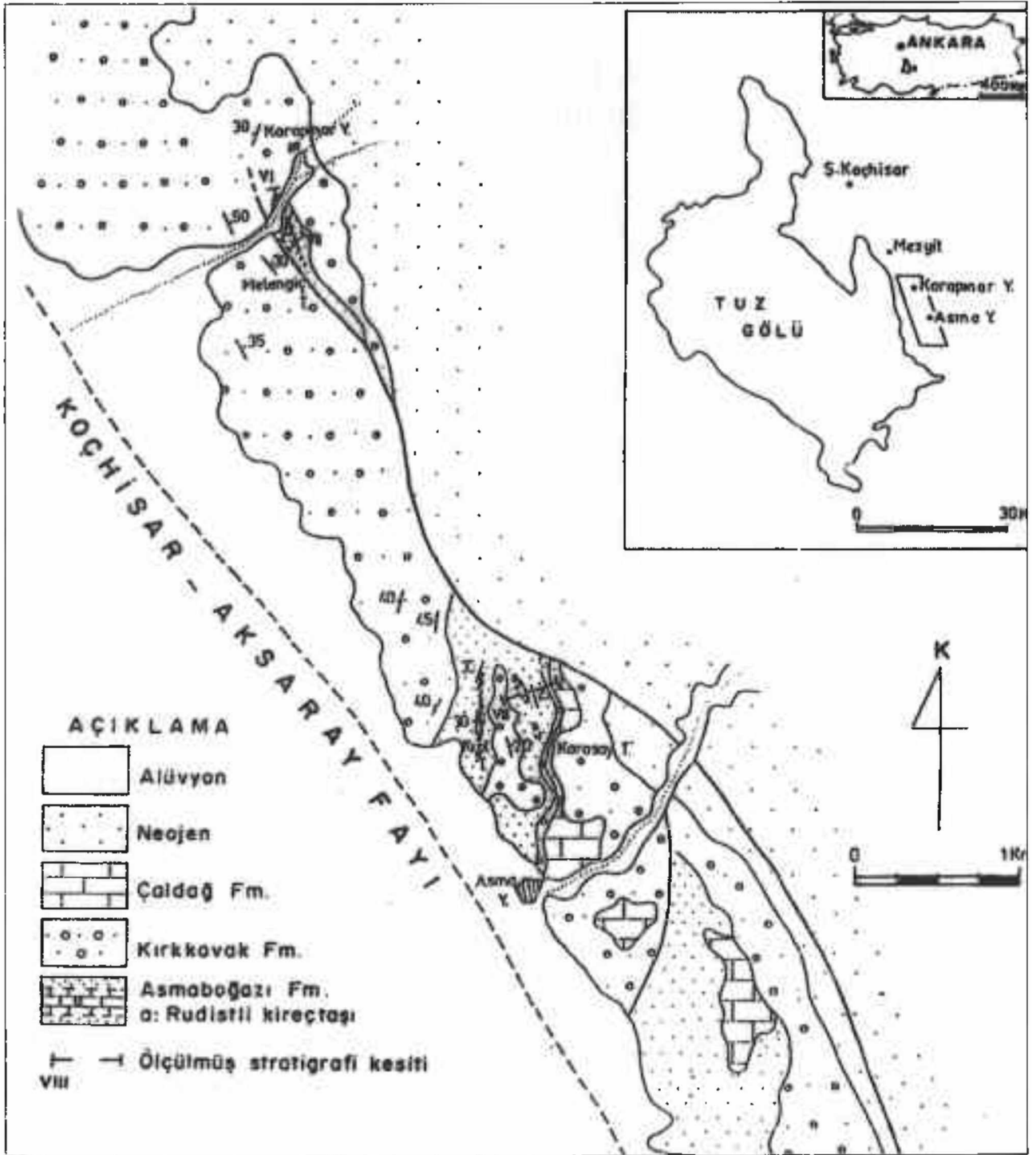
Şereflikoçhisar (İç Anadolu Bölgesi) zengin rudist ve foraminifer faunaları açısından bilinen bir bölgedir (Özer, 1983, 1985 ve 1988). Çalışma sahasındaki istiflerin temelinde, Maastrichtiyen yaşlı ve genel olarak kaba klastiklerle temsil edilen Kartal Formasyonu görülür. Maastrichtiyen yaşlı, Asmaboğazı Formasyonu da kumtaşları ve rudistli kireçtaşlarından oluşur. Her iki formasyon birbirleriyle uyumludurlar. Paleosen yaşlı Kırkavak Formasyonu Maastrichtiyen çökellerini uyumlu olarak üzerler. Şekil 1-2'de çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası ile genelleştirilmiş sütun kesiti (alı-

nan örneğin yaklaşık düzeyi gösterilerek) verilmiştir. Bu çalışmanın amacı, Şereflikoçhisar (İç Anadolu Bölgesi) alanından bulunan *Orbitoides apiculatus* Schlumberger'in şizogonik çoğalması hakkındaki mevcut veriyi sunmaktır.

ORBITOİDES CİNSİNDE ŞİZOGONİK ÇOĞALMA

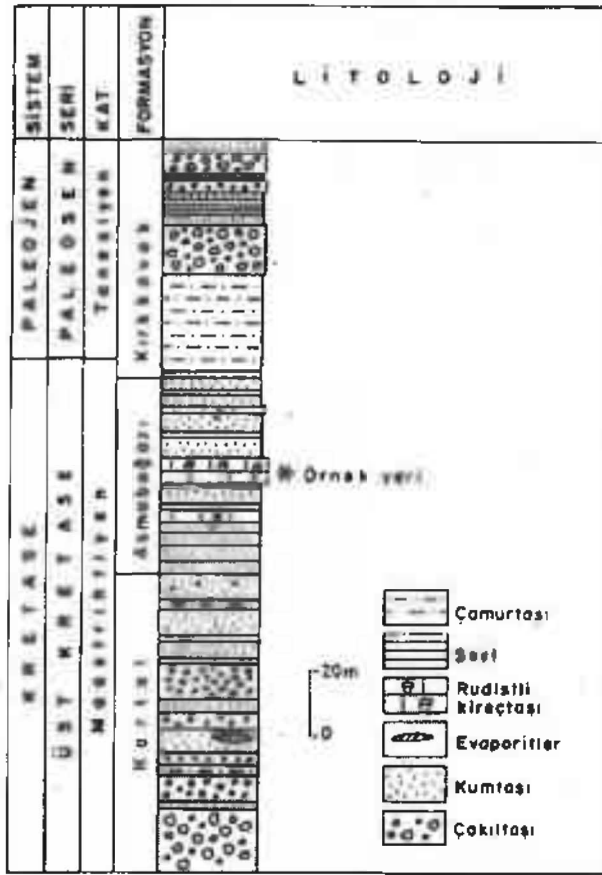
Şizogoni, *Peneroplis pertotus* (Forskal), *Ammonia tepida* (Cushman), *Elphidium crispum* (Linné), *Archaias angulatus* (Fichtel ve Moll) gibi Güncel foraminiferlerde çok iyi bilinen bir konudur (Grasse, 1953; Winter, 1907; Goldstein ve Moodley, 1993; Wetmore, 1997).

* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.



Şekil 1. Buldur haritası (Özer 1985'den sadeleştirilerek).
Figure 1. Location map (simplified from Özer, 1985)

ŞEREFİKOÇHISAR (İÇ ANADOLU-TÜRKİYE) MAASTRİHTİYENİ

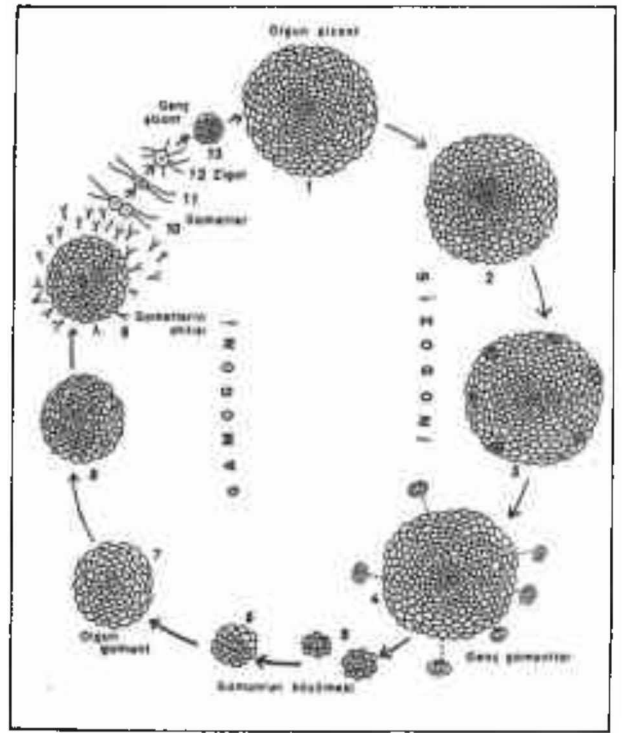


Şekil 2. Asmayaylası-Şereflikoçhisar alanının genelleştirilmiş sütun kesiti (Özer, 1985).

Figure 2. Generalized columnar section of Asmayaylası-Şereflikoçhisar regions (Özer, 1985).

Sorites, *Cyclorbiculina* ve *Heterostegina* (Kloos ve MacGillavry, 1978; Kloos, 1980, 1981; Lutze ve Wefer, 1980; Röttger, 1974, 1978) cinslerinin türleri ve biraz önce sözü edilen türlerin şizogonik döngüsü *Orbitoides medius* (d'Archiac) ve *Orbitoides apiculatus* Schlumberger'de gözlenen üreme ile karşılaştırılabilir. Bu üreme döngüsüne göre, yeni embriyonun protokonku çok nükleuslu pteroplazmaya sahip ana ferdin çok sayıdaki segmentlere bölünmesi ile görüldükleri yerlerde şekillenmiştir. Daha sonra, döterokonk ile iki oksilyer loca gelişmiş ve ana ferd kısmen çözülmüştür. Sonunda yeni embriyonlar dışarıya bırakılmıştır (Şek. 3, Eggink ve Baumfalk, 1983, s. 188).

Orbitoides cinsindeki şizogonik üreme ile ilgili ilk değerli örnek Fransa'nın Antrans alanında bulunmuştur (Cassan ve Sigal, 1961). Konu ile ilgili diğer örnekler Çörtinek-Kahta-Adıyaman (GD Türkiye, Meriç, 1966); Uyüköy ve Osmaneli-Bilecik (KB Türkiye, Meriç,



Şekil 3. *Orbitoides medius* (d'Archiac)'un yaşam döngüsü (Meriç, 1966'dan sadeleştirilerek).

Figure 3. Life loop of *Orbitoides medius* (d'Archiac) (Simplified from Meriç, 1966).

1970); Korkuteli-Antalya (GB Türkiye, Neumann ve Poisson, 1970), Montsech-Ispanya (Neumann, 1972), Karadut-Kahta-Adıyaman (GD Türkiye, Meriç, 1976) ve Eğerce-Yenişehir-Bursa (KB Türkiye, Meriç, 1976) yörelerinden verilmiştir. Benzer üremenin *Discocyclus archiaci* (Schlumberger) (Meriç, 1973) ve *Dizerina anatolica* Meriç (Meriç, 1992) gibi diğer orbitoidal formlarda da olduğu ortaya konmuştur. Orbitoidal formlardaki önceki şizogonik üreme örneklerinin detayları aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

Fransa'da Antrans (İsere) bölgesi Üst Maastrichtiyen katmanlarında şizogoni anında fosilleşmiş ilk *Orbitoides medius* (d'Archiac) örneği, ekvatorial kesitte kavkının kenarlarına doğru 5 makrosferik embriyon içerir (Cassan ve Sigal, 1961; lev. 1, şekil. 1-5).

2. Örnek Çörtinek-Kahta-Adıyaman (GD Türkiye)'de bulunmuştur. Bu mikrosferik ferdin ekvatorial kesitinde, kavkının kenar bölümünde 23 adet makrosferik embriyon gözlenmektedir (Meriç, 1966; lev. 1, şek. 1-3; lev. 2, şek. 1-8). Konu ile ilgili örneklere KB Türkiye'de Uyüköy-Bilecik çevresinde yüzeyleyen Taraklı Formasyonu'nda bol miktarda gözlenen *Orbitoides gruenbae-*

hensis Papp fertleri arasında da rastlanılmış olup, bunun ekvatorial kesitinin kenar kısmında 31 adet makrosferik embriyon bulunmuştur (Meriç, 1970; lev. 1, şek. 1-8; lev. 2, şek. 1-4). Osmaneli-Bilecik (KB Türkiye)'de gözlenen bir diğer *Orbitoides gruenbachensis* Papp ferdi ise kavkı kenarında belirli bir alanda yer alan 8 makrosferik embriyonu içermektedir (Meriç, 1970; lev. 2, şek. 5-7).

Ayrıca, Korkuteli-Antalya (GB Türkiye) çevresinde yer alan Üst Maastrihtiyen katmanları içinde biri 9?, diğeri 30 civarında makrosferik embriyona sahip ve şizogoni anında fosilleşmiş 2 *Orbitoides medius?* (d'Archiac) ferdi tespit edilmiştir (Neumann ve Poisson, 1970). Bu iki örnekten birinin aksiyal kesitinde; kavkının merkezi bölümünde gelişmiş 9? makrosferik embriyon izlenir (Neumann ve Poisson, 1970; lev. 1, şek. 2). Kesitin geçiş durumuna göre bunlar uniloküler ve biloküler görünüm sunarlar. Aynı yörede bulunan diğer *Orbitoides medius?* (d'Archiac) ferdi subaksiyal kesitinde ise, kavkının gerek merkez ve gerekse kenar kısımlarında 30 kadar makrosferik embriyon görülmektedir (Neumann ve Poisson, 1970, lev. 2, şek. 1). Bu örnekteki makrosferik embriyonlar konumlarına göre uniloküler, biloküler, triloküler ve kuadriloküler görünümüne sahiptir. Egging ve Baumfalk (1983), Neumann ve Poisson'un örneğinin ana ferden ekvatorial localarının çözülmesi nedeniyle makrosferik mi yoksa mikrosferik mi olabileceğinin kanıtlanamayacağını da tartışmaktadırlar.

Montsech-İspanya'da bulunan *Orbitoides medius* (d'Archiac) mikrosferik ferdi aksiyal kesitinde ekvatorial localar arasında iki makrosferik embriyon bulunmaktadır (Neumann, 1972; lev. 1, şek. 3). Bu iki makrosferik embriyon biloküler görünümlü olup, konumları nedeni ile lateral locaların bir kısmını işgal etmişlerdir.

Karadut-Kahta-Adıyaman (GD Türkiye) dolaylarında yüzlek veren Besni Formasyonu'nda, zengin orbitoidal foraminifer topluluğu arasında gözlenen bir *Orbitoides medius* (d'Archiac) mikrosferik ferdi ekvatorial kesiti, henüz ana fertten ayrılmamış bir makrosferik embriyon içermektedir (Meriç, 1976; lev. 7, şek. 1 ve 2).

Bunların dışında Eğirce-Yenişehir-Bursa (KB Türkiye) dolaylarında rastlanılan *Orbitoides gruenbachensis* Papp mikrosferik ferdi aksiyal kesitinde, yukarıda değinilenlerden farklı olarak ekvatorial localar arasında ve kısmende lateral loca alanlarını işgal etmiş ve tam gelişmemiş 5 makrosferik embriyon gözlenmiştir (Meriç, 1976; lev. 8, şek. 1-3).

Orbitoides cinsine ait ve yukarıda değinilen türler dışında, Amasya (KB Türkiye) güneyindeki Salamat Kö-

yü çevresinde bulunan Alt-Orta Lütésiyeen yaşlı bir *Discocyclina archiaci* (Schlumberger) ferdimin iki yüzeyinde yapılan tanjansiyal kesitlerde, bazıları açıkça gözlenebilen, bazıları ise yarı belirgin ve sayıları bir tarafında 25, diğer tarafında 17 olmak üzere toplam 42 makrosferik embriyon bulunmuştur (Meriç, 1973; lev. 1, şek. 1-6).

Koyulhisar-Sivas (KD Türkiye) dolaylarında yüzlek veren Maastrihtiyen tortullarında gözlenen ve şizogoni sırasında fosilleşmiş bir *Dizerina anatolica* Meriç mikrosferik ferdi kavkının merkezi ile kenar bölümü arasında 6 adet makrosferik embriyon gözlenmektedir (Meriç, 1992; lev. 1, şek. 1 ve 2).

GÖZLEMLER VE TANIM

Orta Anadolu Bölgesi, Tuzgölü Havzası'nda yer alan ve Şereflikoçhisar GD'sunda, Asmayaylası Köyü kuzeyinde (Şekil 1) yüzlekler sunan Üst Kretase yaşlı Asmaboğazi Formasyonu (Şekil 2) çok zengin bir rudist topluluğu (*Hippurites cornucopiae* Defrance, *Vaccinites loftusi* Woodward, *Vaccinites orientalis* Milovanovich, *Pironea polystyla* (Pironea), *Sphaerulites solutus* Pethö, *Pseudopolyconites ovalis* Milovanovich, *Lapeirousia cf. jouanneti* (des Moulins), *Lapeirousia cf. plana* Milovanovich, *Mitrocaprina bulgarica* Tzankov, *Sabinia* sp.) ile *Rhynchonella* sp., *Cyclolites* sp., *Trigonia* sp., *Exogyra* sp., *Janira* sp., *Ostrea* sp., *Pycnodonta vesicularis* Lamarck, *Pecten* sp., *Turritella* sp., *Nerita divaricata* Lamarck, *Micraster* sp., *Echinocorys* sp. gibi brakiyopod, mercan, pelesipod, gastropod ve ekinoderm'leri içermektedir (Özer, 1983, 1985 ve 1988). Bu makrofauna'ya *Loftusia* sp., *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Lepidorbitoides* sp., *Cideina soezerii* (Sirel), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck türlerinin oluşturduğu bentik foraminifer topluluğu eşlik eder.

Yörede çok olarak bulunan *Orbitoides apiculatus* Schlumberger fertlerinden birine ait eğik ekvatorial kesitte, kavkının iki tarafında toplu halde ve kavkının kenarına yakın iki alanda çok sayıda makrosferik embriyon gözlenmiştir.

Şizogoni tip çoğalma sırasında fosilleşmiş olan bu ferden ekvatorial kesitinde kavkının bir tarafında 15 ve diğer tarafında ise 7? makrosferik embriyon saptanmıştır (Lev. 1, şek. 1). Bunlar konumlarına göre uniloküler, biloküler ve triloküler görünümüne sunarlar (Lev. 2, şek. 1 ve 1a, 2 ve 2a).

Toplam olarak 22? makrosferik embriyon içeren ve

ŞEREFLİKOÇHISAR (İÇ ANADOLU-TÜRKİYE) MAASTRİHTİYENİ

şizogoni anında fosilleşmiş bu örnek; günümüze kadar bulunmuş olan *Orbitoides* örnekleri içinde en çok ve en iri (Lev. 2, şek. 1 ve 1a, 2 ve 2a) makrosferik embriyon içeren örneklerden biridir.

SONUÇ

Şereflikoçhisar (İç Anadolu Bölgesi) civarında şizogoni anında fosilleşmiş bir *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireyi bulunmuş; bu örnek farklı *Orbitoides* türlerinde şizogoni tip çoğalmayı gösteren bir kanıt olarak sunulmuştur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Cassan, G. ve Sigal, J., 1961, Un cas de schizogonie intrathalamique chez un Orbitoïdidae. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse, 96, 153-156.
- Eggink, W.J. ve Baumfalk, A.Y., 1983, The exceptional reproduction and embryonic morphology of *Orbitoides gensacicus* (Late Cretaceous, France). Journal of Foraminiferal Research, 13(3), 179-190.
- Goldstein, S. ve Moodley, I., 1993, Gametogenesis and the life cycle of the foraminifera *Ammonia beccari* (Linne) forma *tepida* (Cushman). Journal of Foraminiferal Research, 23(4), 213-220.
- Grasse, P.P., 1953, Traité de Zoologie. Anatomie, Systematique, Biologie, 1 fasc. 2. Paris.
- Kloos, D.P., 1980, Studies on the foraminifera *Sorites orbiculus*. Geologie en Mijnbouw, 59, 375-383.
- Kloos, D.P., 1981, Growth and embryogenesis of the foraminifera *Sorites orbiculus*. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Amsterdam, Proceedings, B, 84, 145-159.
- Kloos, D.P. ve Macgillivray, H.J., 1978, Reproduction and life cycle of *Sorites orbiculus*, foraminifera. Geologie en Mijnbouw, 57, 221-225.
- Lutze, G.F. ve Wefer, G., 1980, Habitat and asexual reproduction of *Cyclorbiculina compressa* (Orbingy), Soritidae. Journal of Foraminiferal Research, 10 (4), 251-260.
- Meriç, E., 1966, A propos d'un cas de schizogonie dans un individu d'*Orbitoides media* (d'Archiac). Bull. Min. Res. Explor. Inst. Turkey, 67, 93-96.
- Meriç, E., 1970, Schizogony in *Orbitoides apiculatus* var. *gruenbachensis*. Micropaleontology, 16(2), 227-232.
- Meriç, E., 1973, About the schizogony observed in the *Discocyclina archiaci* (Schlumberger). Revista Espanola de Micropaleontologia, 5(3), 403-408.
- Meriç, E., 1976, Bazı Üst Kretase ve Tersiyer bentonik foraminiferlerinde çoğalma. İTÜ Kütüphanesi, no. 1064. 1-89.
- Meriç, E., 1992, Schizogony in *Dizerina anatolica* Meriç. Micropaleontology, 38(3), 313-314.
- Neumann, M., 1972, Sur les Orbitoïdides du Cretacé Supérieur et du Tertiaire. II. Structure et classification. Revue de Micropaleontologie, 15(3), 163-189.
- Neumann, M. ve Poisson, A., 1970, A propos de la reproduction chez *Orbitoides media* d'Archiac. Rev. Micropaleontologie, 13(2), pp. 122-127. pls. 1-2, text-figs. 1-2.
- Özer, S., 1983, Les formations à rudistes du Senomanien supérieur d'Anatolie Centrale (Turquie). Trav. Lab. Strat. Paléocologie, Univ. Provence, Nouvelle Série, t. 32p., Marseille.
- Özer, S., 1985, İç Anadolu Bölgesi rudist paleontolojisi ve paleobiyoğrafyası. Doktora tezi. DEÜ, 183 s. İzmir.
- Özer, S., 1988, Orta-Doğu-Güneydoğu Anadolu ve Kocaeli Yarımadası'nda bulunan *Pironea* (rudist) türlerinin paleontolojisi ve biyoğrafyası. TJK Bül., 31(1), 47-58.
- Röttger, R., 1974, Larger foraminifera. Marine Biology, 26, 5-12.
- Röttger, R., 1978, Unusual multiple fission in the gamont of the larger foraminiferan *Heterostegina depressa*. Journal of Protozoology, 25, 41-44.
- Wetmore, K. L., 1907, Reproduction and growth in *Archaias angulatus*, and implications for the preservation. The Geological Society of America, 1907 Annual Meeting, Abstract, A-95, Salt Lake City, Utah, 20-23 Ekim, 1907.
- Winter, F.W., 1907, Zur Kenntniss der Thalamophoren I. Untersuchung über *Peneroplis pertusus* (Forskal). Atcluv Protistenkunde, 10(1), 113 p., pls. 1-2, text-figs. 1-10.

Makalenin geliş tarihi: 13.03.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 29.07.1998

Received March 13, 1998

Accepted July 29, 1998

LEVHA I

Örnek, Şereflikoçhisar (Tuz Gölü Havzası, İç Anadolu Bölgesi) yakınlarında yüzeyleyen Asmaboğazi Formasyonu'ndan derlenmiştir.

Şekil 1. Kavkısının iki kenar bölümünde makrosferik embriyonlar içeren *Orbitoides apiculatus* Schlumberger eğik ekvatorial kesiti, x 10.

Şekil 2. Kavkı merkezi görünümü, x 65.

PLATE I

Sample was collected from the Asmaboğazi Formation, Tuz Gölü Basin (Şereflikoçhisar, Central Anatolia).

Figure 1. *Orbitoides apiculatus Schlumberger shell with macrospheric embryos on two margins, oblique equatorial section, x 10.*

LEVHA II

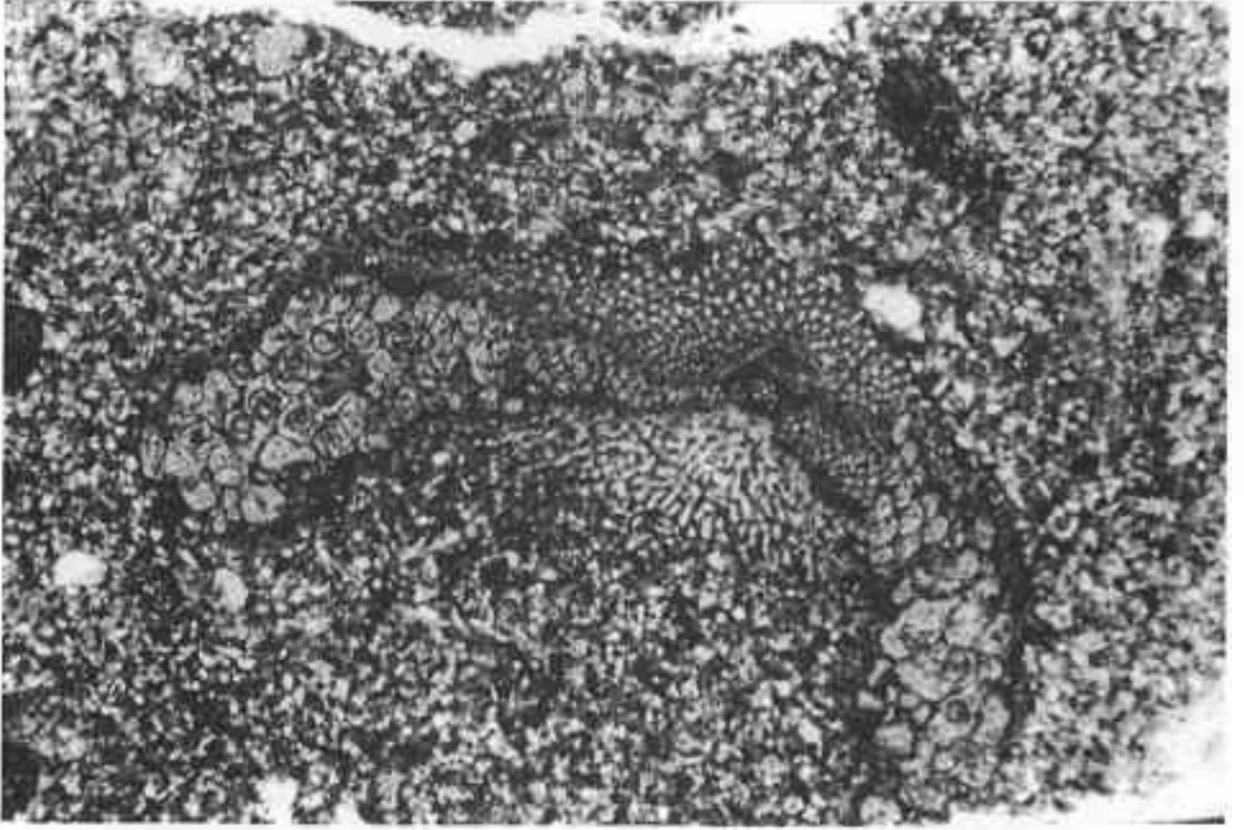
Şekil 1-1a. Kavkının sol bölümünün ayrıntılı görünüşleri, 1, x 25; 1a, x50.

Şekil 2-2a. Kavkının sağ bölümünün ayrıntılı görünüşleri 2, x 30; 2a, x60.

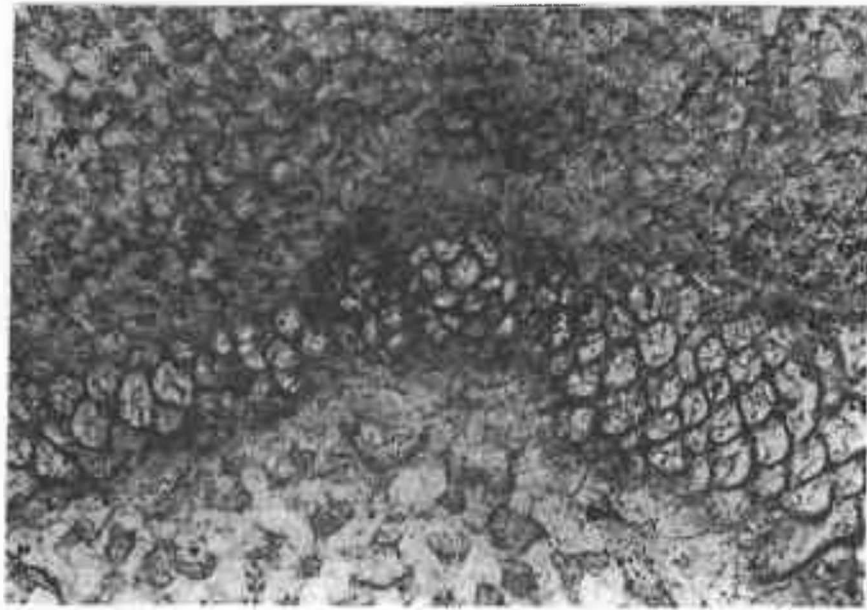
PLATE II

Figure 1-1a. *Detailed views of left part of the shell, 1, x25; 1a, x50.*

Figure 2-2a. *Detailed views of right part of the shell, 2, x30, 2a, x60.*

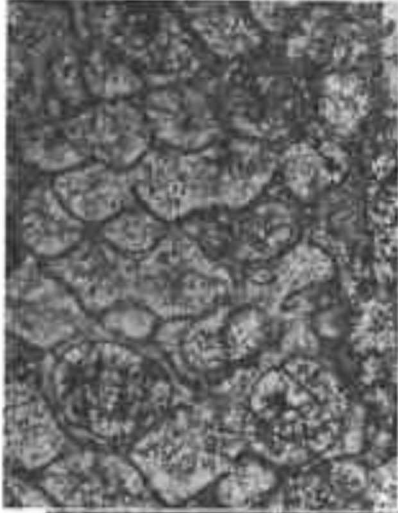


1



2

LEVHA II
PLATE II



1a



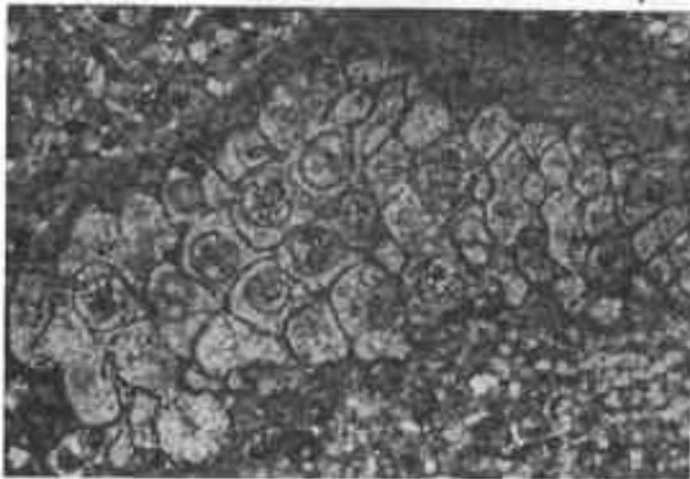
2



1



2a





Zilan (Erciş-Van) yöresi pomza tüflerinde gelişen mangan oluşunun jeolojisi ve jeokimyası*

Geology and geochemistry of manganese occurrence in the pumice tuffs in the Zilan (Erciş-Van) area, Eastern Turkey

Mehmet ARSLAN
Miraç AKÇAY

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon
Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080, Trabzon

Öz

Bu çalışmada Türkiye'de varlığı bilinen mangan yatak çeşitlerine ilave olarak yeni bir mangan oluşunun varlığı ortaya konulmaktadır. Zilan (Erciş-Van) yöresindeki bu oluşuk küçük ölçekli bir zuhur olup, yörede yer alan ve kalın bir tabakalarına gösteren pomza tüflerle ilişkilidir. Zuhur pomza tüflerindeki camı (pomza) parçacıkların arasında yer alan boşlukları doldurmaktadır. Boşluk dolgusu olarak yer alan mangan monomineral olup, noktasal olarak % 65-73 MnO, % 3-5.5 K₂O, % 2.5-4 BaO, % 0.5-1 SrO, % 0.5-1 CaO ve % 0.3-0.7 Na₂O içermektedir. Bu kimyasal içeriğe göre Mn mineralinin kimyasal formülü (Na, K, Ca, Ba, Sr, Mn⁺)₂Mn₈O₁₀xH₂O olarak hesaplanmıştır. Bu mineral, kimyasal bileşim olarak romanesite benzemekle birlikte ona göre daha fazla Mn OJQ içermektedir.

Zilan mangan zuhuru Al-Si ikili diyagramına göre yüzeysel hidrojenetik-detritik kökenlidir. Mg-Na ikili diyagramına göre ise tatlı su ortamında oluşmuştur. Mangan çevrede yer alan bazik ve ortaç özelliklerdeki volkanik kayalardan yüzeysel sular tarafından çözümlenerek, asidik pH ve indirgen şartlarda Mn⁺ veya organo-metalik kompleksler halinde taşınmış ve alkalen-yükseltgen şartların eriştiği pomza tüflerinde çökelmiştir.

Anathar Sözcükler: Mangan, Doğu Anadolu, Pomza tüfü.

Abstract

This study introduces a new type of manganese occurrence in Turkey. The occurrence is located near Zilan (Erciş, Van), associated with pumice tuffs cropping out in the region, and fills the spaces between the glassy clasts in pumice tuff. It has a mono-mineralic composition containing 65-73 % MnO, 3-5.5 % K₂O, 2.5-4 % BaO, 0.5-1 % SrO, 0.5-1 % CaO and 0.3-0.7 % Na₂O. According to such a chemical composition the mineral has been calculated to have a formulae of (Na, K, Ca, Ba, Sr, Mn⁺)₂Mn₈O₁₀xH₂O. Such a composition is similar to but contains more Mn than romanesite.

Zilan Mn occurrence has a hydrogenetic-detrital origin based on the Al-Si diagram. Mg-Na plot indicates a fresh water environment for its origin. These in turn suggest that manganese was dissolved by surficial waters from the basic to intermediate volcanics in the region, transported as Mn⁺ or in the form of organo-metallic complexes, deposited within the pumice tuffs which provided alkaline-oxidising conditions.

Key Words: Manganese, Eastern Anatolia, Pumice tuff.

GİRİŞ

Mangan oksit mineralleri ve bunların oluşturduğu maden yatakları, yüzeysel ve hidrotermal işlemlere bağlı olarak gerek karasal gerekse denizel ortamlarda çok değişik şekillerde gelişebilir (Nicholson, 1992). Bilinen yataklar üzerinde yapılan detaylı çalışmalar sonucunda mangan yatakları 5 ana grup altında toplanmıştır (Roy, 1981 ve 1988; Ostwald, 1992): 1) Sığ denizel ortamlar-

da çoğunlukla kumtaşları içinde oluşan yataklar, 2) derin denizel ortamlarda gelişen yataklar; bunlar pelajik kireçtaşları ve şeyller içerisinde hidrojenetik olarak gelişen mangan nodüllerini ve ofiyolitler içerisinde oluşan eksalatif mangan yataklarını içermektedir, 3) çoğunlukla buzul hareketleri sonucunda gelişen göllerde oluşan mangan yatakları; mangan, bu yataklarda oksitler halinde kum taneciklerinin etrafını saracak şekilde gelişir, 4) daha çok damarlar halinde oluşan hidrotermal mangan

* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.

yatakları, 5) iklimsel şartlara bağlı olarak (Crerar ve diğ., 1972) yüzeysel ayrışmanın sonucunda gelişen yataklar.

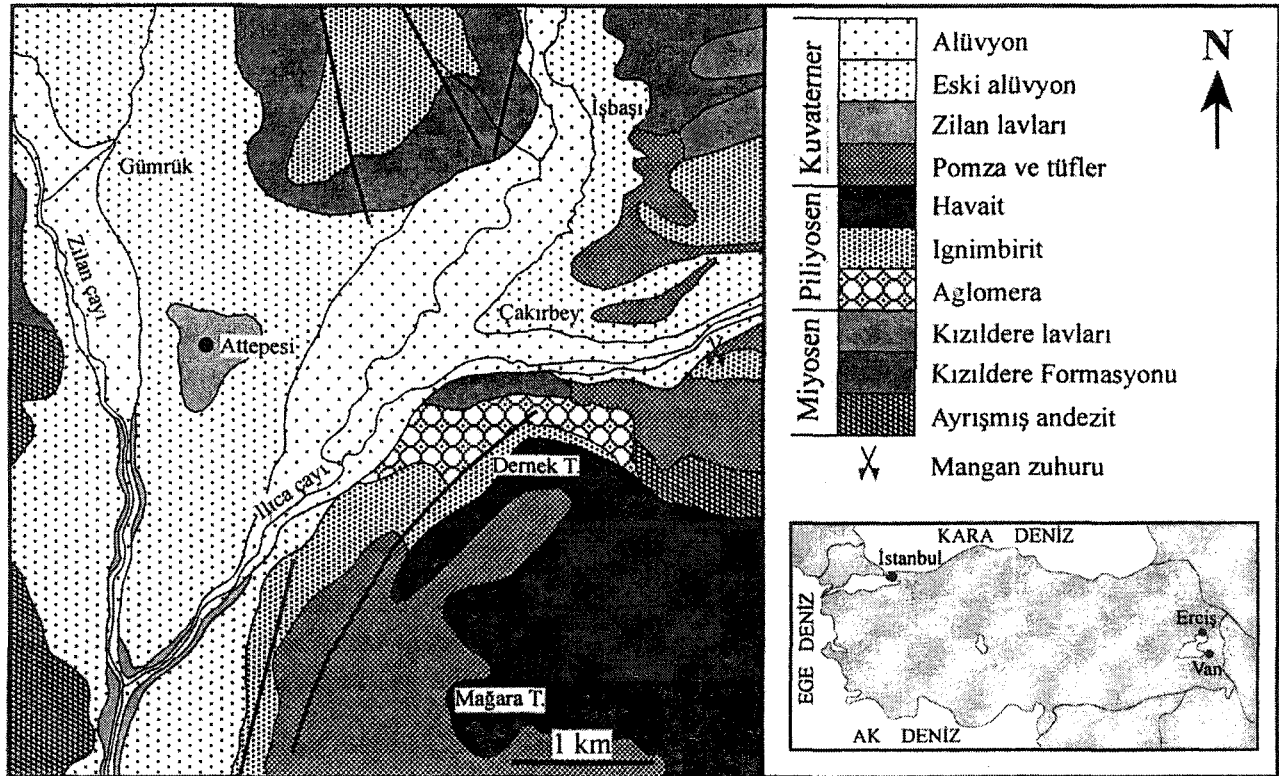
Türkiye mangan oluşukları bakımından zengin olmakla birlikte, işletilebilecek derecede rezerv ve tenöre sahip mangan yatağı sınırlıdır. Türkiye mangan zuhurlarını inceleyen Öztürk (1993) yatakları dört farklı grup altında ele almaktadır; radyolaryah çörtlere ilişkili (hidrojenetik) yataklar, karbo'natlı istifler içindeki siyah şey İlerle ilişkili (diyajenetik) yataklar (Öztürk ve diğ., 1995), post-tektonik tortular içindeki (diyajenetik) yataklar ve ada yayı volkanizmasına bağlı olarak gelişen (hidrotermal) yataklar (Gedikoğlu ve diğ., 1985). Bu sınıflamanın dışında yeni tür yatakların bulunabileceğine ait ilk bulgular Sadıklar ve diğ. (1995) tarafından elde edilmiştir. Bu araştırmacılar Trabzon yakın yöresinde yaptıkları çalışmalarda, geniş yaydım sergileyen Mn nodüllerinin varlığını belirleyerek, bunların karasal kökenli olduğunu ortaya koymuşlar ve bunları Crerar ve diğ. (1972) ve Roy'un (1981) yüzeysel kökenli mangan yatakları arasına dahil etmişlerdir.

Van iline bağlı Erciş ilçesinin 16 km kuzeyinde gerçekleştirilen (Şekil 1) bu çalışmada yukarıda belirlenen

yatak türlerinin hiçbirine uymayan bir mangan zuhuru ele alınacaktır. Bu çalışmada, bugüne kadar varlığı bilinmeyen zuhurun jeolojik yapısı ve jeokimyası belirlenerek, zuhurun oluşumu aydınlatılmaya çalışılacaktır. Ayrıca zuhurun mineralojik yapısı ele alınarak elde edilen mineralojik bulgular değerlendirilecektir.

BÖLGESEL JEOLJİ

Van gölünün kuzeyinde yer alan Zilan (Erciş) yöresi, Neojen-Kuvaterner zaman aralığında oluşan volkanik kayalarla örtülüdür. Çarpışma zonu ürünü olarak değerlendirilen yöredeki volkanik kayalar yerel ve bölgesel kapsamda değişik araştırmacılar tarafından incelenerek kalkalkalinden alkaline kadar değişen bileşimler sundukları belirlenmiştir (Innocenti ve diğ., 1976; Ercan ve diğ., 1990; Pearce ve diğ., 1990). Olivinli bazaltlar ve havayitler yörede görülen başlıca alkalik volkanikler olmakla birlikte, bu kayaların daha fazla ayrılmış tiplerine (trakit) de rastlanmaktadır. Andezit, dasit, riyolit ve bunların piroklastik kayaları (aglomera, ignimbirit ve tefra) Zilan vadisinde yaygın olarak mostra veren kalkalkalen volkanik ürünleri oluşturmaktadır (Arslan, 1994).



Şekil 1. Zilan mangan zuhuru yakını çevresinin jeolojisi.

Figure 1. Geological map of the area around the Zilan manganese occurrence.

ZİLAN YÖRESİ POMZA TÜFLERİNDEKİ MANGAN OLUŞUĞU

Başlıca pomzalı tüf ve perlitik tüfden oluşan tefra çökelleri, Van Gölünün eski havzasını da içine alarak, özellikle D-B yönünde geniş bir yayılım sunarlar. Genel olarak beyazımsı gri ve gri yüzey rengi göstermekle birlikte, yüzeysel ayrışma sonucu yer yer sarımsı krem renkler de gösterirler. Bunlar paleo-topoğrafyaya bağlı olarak vadi dolgusu şeklinde, yamaç ve tepelerde ise ince örtüler şeklinde çökelmiştir. Çökeltme sonrası gelişen fiziksel olaylara bağlı olarak, yer yer yeniden depolanma yapıları gelişmiştir. Bu nedenle tane boyu, kalınlık ve çökeltme özellikleri bakımından yerel değişimler gösterdiklerinden, karakteristik bir istiflenmeye sahip değildir. Bununla beraber, genelde alt seviyeler kaba taneli, üst seviyeler ise ince tanelidir. Ayrıca, perlitik üst seviyeler yer yer ince çapraz tabakalanma yapıları göstermektedir. Bu özellikleriyle bu çökellerin piroklastik düşmeden türbülansite doğru değişen bir patlama rejimiyle oluştuğu düşünülmüştür (Arslan, 1997).

ÖRNEKLEME VE ANALİTİK YÖNTEMLER

Bu çalışmada ele alınan mangan zuhuru petrolojik amaçlı çalışmalar esnasında ortaya çıkarılmıştır. Dolayısıyla zuhurun belirlenmesinde bu amaçla derlenen örnekler rol oynamıştır. Mangan zuhurunun bulunduğu yöredeki tüfler, diğerlerine göre daha koyu renklidir. Bu yönleriyle farklılıkları ortaya konan pomza tüflerin ayrıntılı incelenmesi ile mangan zuhurunun varlığı ortaya konulmuştur. Yöreden alınan kay aç örnekleri öğütülerek cam disk ve tabletler hazırlanmış; ana elementler cam diskler üzerinde, iz elementler ise tabletler üzerinde İngiltere'de Glasgow Üniversitesi Jeoloji bölümü laboratuvarlarında Phillips marka PW 1450/20 model XRF kullanılarak analiz edilmiştir. Mineral kimyası, hazırlanan parlatılmış ince kesitler üzerinde Cambridge Stereoscan 360 marka elektron mikroprob yardımıyla gerçekleştirilmiştir. Ölçümler 20 kW ve 30 nA şartlarında gerçekleştirilmiştir. Yapılan ölçümlerin doğruluğunun tesbiti amacıyla, aynı kesitler Almanya'nın Heidelberg Üniversitesi laboratuvarlarında yeniden analiz ettirilmiştir. Ayrıca, mangan zuhurunun mineralojik bileşimine ait bulgular için hazırlanan toz örnekleri Phillips marka PW 1050/25 model XRD ile analiz edilmiştir.

ZUHURUN JEOLJİSİ VE MİNERALJİSİ

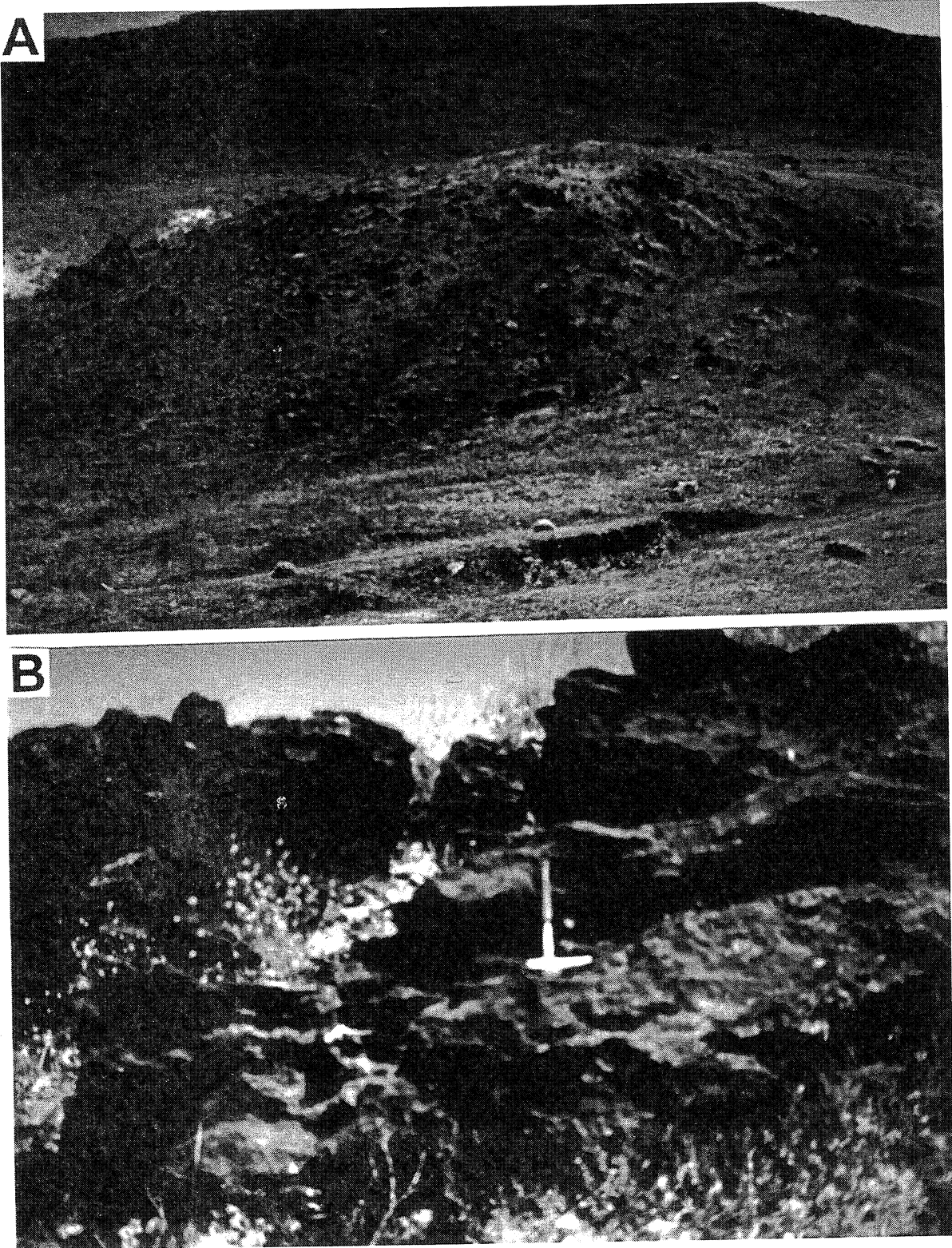
Mangan zuhuru Van gölünün kuzeyinde bulunan Zılan vadisinde yer almaktadır (Şekil 1). Bu yörede vadi dolgusu şeklinde Kuvaterner yaşlı pomza tüfü bulunmaktadır. Mangan cevherleşmesi bu birim içerisinde yöresel olarak gelişmiş olup merceğimsi bir yapıya sahip

tir. Merceğin kalınlığı 10 m, uzunluğu ise 150 m olarak ölçülmüştür. Cevherleşmenin olduğu yörede pomza tüfü siyah renkli ve kalın tabakalı bir yapı gösterir (Şekil 2A). Kalınlıkları 5-30 cm arasında değişen pomza tüf tabakaları K50-65°D doğrultulu ve 20-24°KB'ya eğimlidir (Şekil 2B). Bilinen mangan yataklarının aksine, Zılan mangan oluşuğu masif bir yapı göstermez. Mangan içeren zonlar pomza tüfü içerisinde topoğrafik olarak üst kesimlere doğru bir zenginleşme gösterirler. Cevherleşme pomza tüfü içindeki camı (pomza) klastların (parçacıkların) arasındaki boşluklu zonlarda ve hatta pomza tanelerinin bünyesindeki gözeneklerde de mangan minerallerinin varlığı görülmektedir.

Zılan mangan cevherleşmesi tek mineralli (monomineralik) bir mineralojik bileşim gösterir. Cevher mikroskopisi çalışmalarıyla mangan mineralojisi tam olarak belirlenememiş olmakla birlikte, mineral bileşiminin oksit olabileceği düşünülmüştür. Mikroskopik olarak tanınması mümkün olmaya bu mineralin tanınabilmesi ve varsa cevherleşme içindeki diğer minerallerin belirlenmesi amacıyla yapılan XRD analizlerinde herhangi bir karakteristik mineralin varlığı belirlenememiştir. Bütün analizlerde benzer kalıplar elde edilmiş olmakla birlikte, bunlardan hiçbiri bilinen mangan minerallerine ait XRD pikleri ile uyuşmamaktadır. Bu durum genellikle bütün mangan oluşukları için bilinen güçlüklerden biridir (Şekil 3).

Yapılan mikroprob analizleri (Çizelge 1) mangan mineralinin genel olarak değişmeyen bir kimyasal bileşime sahip olduğunu ortaya koymaktadır (% 65-73 MnO, % 3-5.5 K₂O, % 2.5-4 BaO, % 0.5-1 SrO, % 0.5-1 CaO ve % 0.3-0.7 Na₂O). Bu değerler mangan oluşuğunun mangan oksit mineralinden oluştuğu varsayımını güçlendirmektedir. Yüksek MnO değerleri pomza taneleri içindeki gözeneklere ve taneler arasındaki boşluklu kesimlere karşılık gelmektedir. Düşük MnO değerleri ise pomza tüfünün içindeki camı (pomza) tanelerin sınırlarında yer almaktadır. Bu durum toplam MnO içeriğinde bir azalmaya yol açabilir. Yapılan detaylı tetkikler sonucunda analiz edilen elementler dışında, Mn minerallerinin yapısına girebileceği bilinen Co gibi herhangi bir elementin varlığı belirlenememiştir.

Mineralin yapısında en önemli kimyasal özelliklerden biri yüksek Ba içeriğidir. Cevherden elde edilen parlak kesit üzerinde gerçekleştirilen elektron mikroskobu spektrumu da kimyasal analiz sonuçlarıyla tam bir uyum sergilemektedir (Şekil 4). Spektrum başlıca Mn, K, Ba ve çok az oranda da Al, Si, Sr ve Ca içermekte fakat prob analizlerinde olduğu gibi Co içermemektedir.



Şekil 2. (A), Zilan mangan zuhurunu içeren pomza tüflerin genel bir görünümü. Fotoğraf doğuya doğru çekilmiştir. Lokasyon için Şekil 1'e bakınız. (B), Mangan oluşunun yakın bir görünümü.

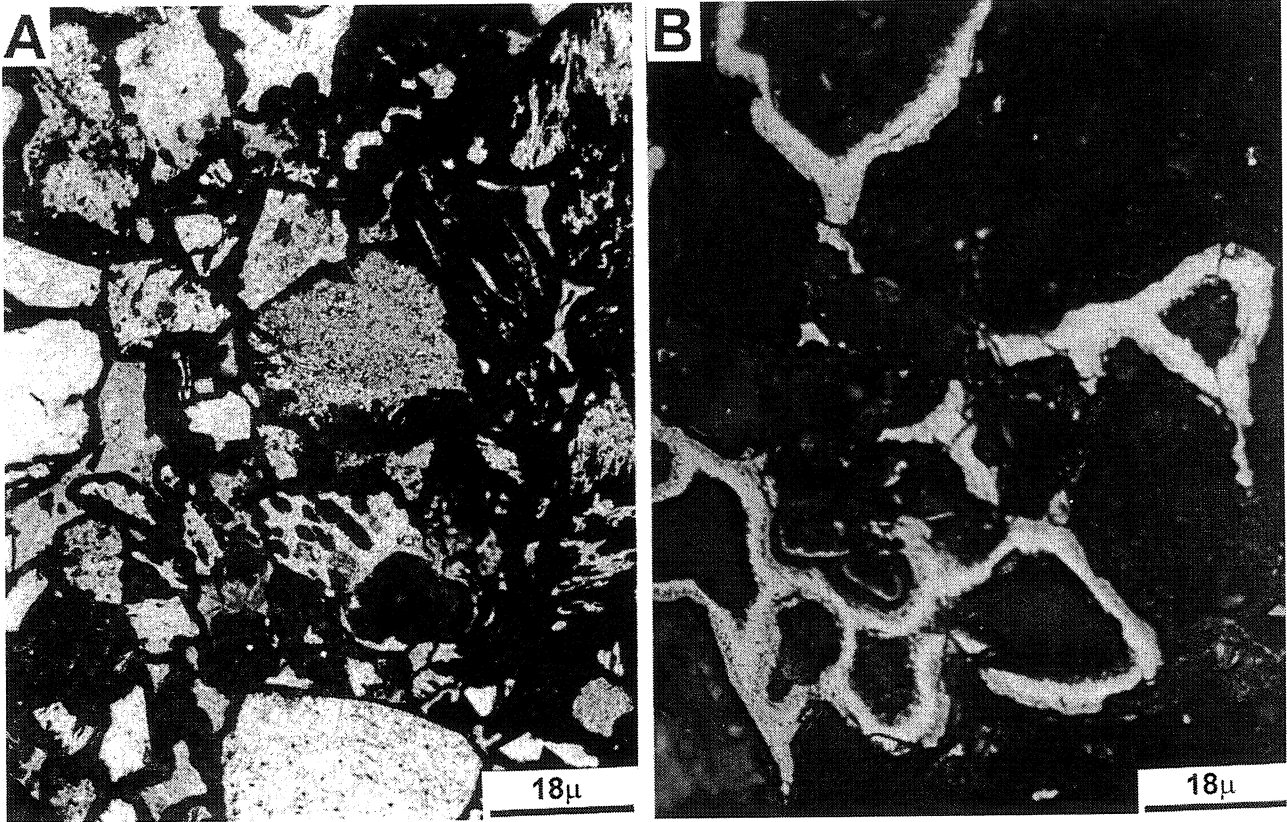
Figure 2. (A), A view of the pumice tuff containing the Zilan manganese occurrence. The picture was taken towards the east. See figure 1 for location. (B), A close-up view of the occurrence.

ZİLAN YÖRESİ POMZA TÜFLERİNDEKİ MANGAN OLUŞUĞU

Çizelge 1. Manganlı pomza tufün ortalama tüm kayaç analizi ve mangan oksit mineralinin seçilmiş prob nokta analiz sonuçları. Katyon hesaplamaları 10 oksijene göre yapılmıştır.

Table 1. Whole rock data for the pumice tuff and selected analyses for the manganese-oxide mineral. Calculations are based on 10 oxygens.

Element	Tüm Kayaç	1	2	6	9	10a	10b	12	13	14a	14b
SiO ₂	26.51	0.9	0.48	0.6	0.43	0.6	0.77	0.83	0.51	0.76	1.1
TiO ₂	0.08	0.8	0.33	0.23	0.3	0.5	0.19	1.75	0.37	0.37	0.7
Al ₂ O ₃	4.95	0.8	0.5	0.43	0.3	0.48	0.65	0.52	0.59	0.65	0.51
FeO	0.92	0.27	0.01	0.22	0.05	0.14	0.07	0.11	0.16	0.09	0.09
MnO	45.30	68.51	72.43	68.64	72.97	71.71	71.7	68.08	68.1	65.04	64.27
MgO	0.53	0.3	0.09	0	0.04	0.2	0.06	0.22	0.2	0.15	0.07
CaO	0.88	0.8	0.51	0.47	0.52	0.68	0.69	1.16	0.62	0.66	0.5
Na ₂ O	1.80	0.4	0.73	0.39	0.35	0.66	0.49	0.36	0.5	0.37	0.65
K ₂ O	3.85	4.19	5.36	5.14	5.38	5.09	5.13	3.04	4.84	4.63	4.32
P ₂ O ₅	0.39	0.46	0.66	0.59	0.63	0.71	0.8	0.53	0.64	0.56	0.68
BaO	7.01	2.51	3.8	2.8	2.85	2.64	2.68	2.76	2.59	2.52	2.9
SrO	0.21	0.46	0.86	0.75	0.7	0.5	0.68	0.63	0.48	0.51	0.48
Ateşte kayıp	9.97										
Toplam	102.4	80.4	85.75	80.26	84.52	83.91	83.91	79.99	79.15	76.35	74.72
Katyon		1	2	6	9	10a	10b	12	13	14a	14b
Si+4		0.13	0.07	0.09	0.06	0.08	0.11	0.12	0.08	0.12	0.17
Ti+4		0.09	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.19	0.04	0.04	0.08
Al+3		0.14	0.08	0.08	0.05	0.08	0.11	0.09	0.10	0.12	0.09
Fe ^{+2, +3}		0.03	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Mn+4		8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Mn+2		0.38	0.53	0.60	0.71	0.51	0.50	0.31	0.53	0.46	0.31
Mg+2		0.06	0.02	0.00	0.01	0.04	0.01	0.05	0.04	0.03	0.02
Ca+2		0.12	0.08	0.07	0.08	0.10	0.10	0.18	0.10	0.11	0.08
Na+1		0.11	0.20	0.11	0.10	0.18	0.13	0.10	0.14	0.11	0.19
K+1		0.77	0.95	0.97	0.97	0.91	0.92	0.56	0.91	0.91	0.84
P+5		0.06	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09	0.06	0.08	0.07	0.09
Ba+2		0.14	0.21	0.16	0.16	0.14	0.15	0.16	0.15	0.15	0.17
Sr+2		0.04	0.07	0.06	0.06	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04
Toplam		10.07	10.32	10.28	10.30	10.24	10.20	9.88	10.24	10.18	10.09
K, Ca, Na, Mn+2		1.57	2.03	1.99	2.07	1.88	1.85	1.36	1.88	1.79	1.64
Sr, Ba,											
Mn+4		8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
O		10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
H ₂ O		?	?	?	?	?	?	?	?	?	?



Şekil 3. Manganlı pomza tuffün mikroskobik görüntüleri. A) Polarizan mikroskop görüntüsü (T.N.). Mangan koyu renkli olup açık renkli gözlenen pomza tanelerinin arasını ve içlerindeki gözenekleri doldurmaktadır. B) Cevher mikroskop görüntüsü. Açık renkli gözlenen mangan minerali koyu renkli görüntüye sahip pomza tanelerinin arasına çökmüştür.

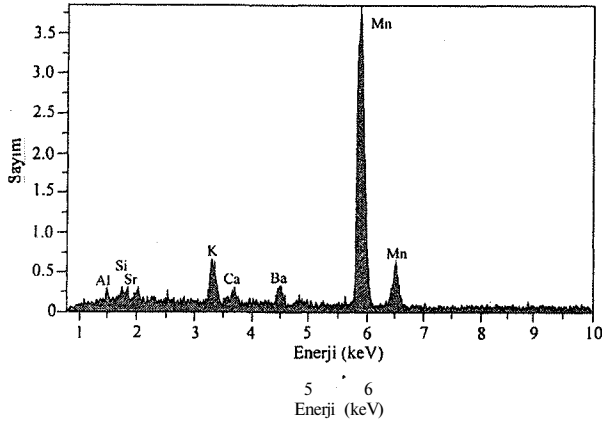
Figure 3. Microphoto graphs of the manganese-bearing pumice tuff. A) A transmitted light microscope picture showing dark coloured manganese minerals filling the gaps between, and the pores within, the clasts of pumice tuff. B) A reflected light microscope picture showing light coloured manganese mineral filling the gaps between the clasts of pumice tuff.

JEOKİMYA

Zilan mangan zuhuruna ait jeokimyasal veriler cevherin prob nokta analizleri ve mangan oluşuğunu içeren pomza tuffün tüm kay aç analizlerine dayanmaktadır. Prob analiz sonuçlarından elde edilen ikili diyagramlar Şekil 5'de verilmektedir. Bu şekil mangan zuhurunu oluşturan mangan-oksidin bileşiminde yer alan elementlerin birbirleriyle olan ilişkilerini ve bu ilişkilerin önem derecesini de (korelasyon katsayısı) göstermektedir. Buna göre MnO, SiO₂ dışında bütün oksitlerle pozitif korelasyon göstermektedir. SiO₂ ile MnO arasındaki negatif ilişki mangan oluşuğunun gelişimi ile ilişkili olup Mn'nin pomza tuff içinde Si'nin yerini almasına bağlıdır. Zira, mangan minerali pomza tuff içerisinde gerek taneler arasındaki, gerekse tanelerin bünyelerindeki gözenekleri doldururken, o boşlukta mevcut olan SiO₂ içeriğinde göreceli bir azalmaya neden olmuştur. Ortamdaki SiO₂'nin oluşan mangan mineralinin bünyesine de alınmamış olması iki oksit arasındaki negatif ilişkiyi daha da güçlendirmiştir. Şekil 5'de gösterilen diğer oksitlerle

MnO arasındaki orta derecede iyi pozitif ilişkiler Mn mineralinin oluşumu esnasında Mn'nin bu elementlerin yerini alarak yerleşmemesi ile ilgili olabilir. Zira Mn başlıca Si'nin yerini alarak ortama yerleşmiştir. Ayrıca Ba, Sr ve K ile Mn arasındaki bu pozitif ilişkiler kısmen de olsa bu elementlerin Mn ile aynı kaynaktan gelmiş olabileceğini gösterir. Zira mangan zenginleşmesi içermeyen pomza tuff içinde Ba konsantrasyonu 50-380 ppm ve Sr 17-21 ppm arasında değişmekte, fakat buna karşın manganlı pomza örneğinde bu değer (oksit olarak) % 7'ye Sr için ise % 0.21'e çıkmaktadır (Çizelge 1 ve 2). Bu durum Ba ve Sr'nin büyük bir ihtimalle Mn ile birlikte taşınmış olma şansını artırmakta ve dolayısıyla aralarındaki pozitif ilişkileri de desteklemektedir. K ise mangan içermeyen kay açta % 4.51 iken manganlı örnekte % 3.85'lik bir konsantrasyona sahiptir. Bu değerler K'nın kayacın yapısında olduğunu ve Mn'nin ortama gelmesi sonucunda ortamdaki yıkanıp uzaklaştırılmadığını göstermektedir.

ZİLAN YÖRESİ POMZA TÜFLERİNDEKİ MANGAN OLUŞUĞU



Şekil 4. Zilan mangan zuhurundaki mangan mineralinin elektron mikroskop spektrumu.

Figure 4. SEM spectrum of the manganese-oxide mineral.

Ancak aynı yorum BaO-Na₂O için geçerli gözükmemektedir. Çünkü bu grafikte her iki element için yüksek değer gösteren bir analiz sonucu çıkarılacak olursa, iki oksit arasında iyi negatif bir ilişkinin görüleceği açıktır. Buna göre de Ba, sodyumun yerine mangan mineral yapısına daha çok tercih edilmektedir. Grafikte gösterilmemekle birlikte aynı yorum Ca için de yapılabilir.

Mangan zenginleşmesini içeren pomza tüfe ait cam, feldspat ve Fe-oksitlerin noktasal analizleri Çizelge 2'de verilmiştir. Mangan mineralinin analiz sonuçlarıyla (Çizelge 1) karşılaştırıldığında, mineralin kimyasının pomza tüfün kimyasıyla da ilişkili olduğu söylenebilir. Diğer bir deyişle mangan mineralinin yapısında yer alan

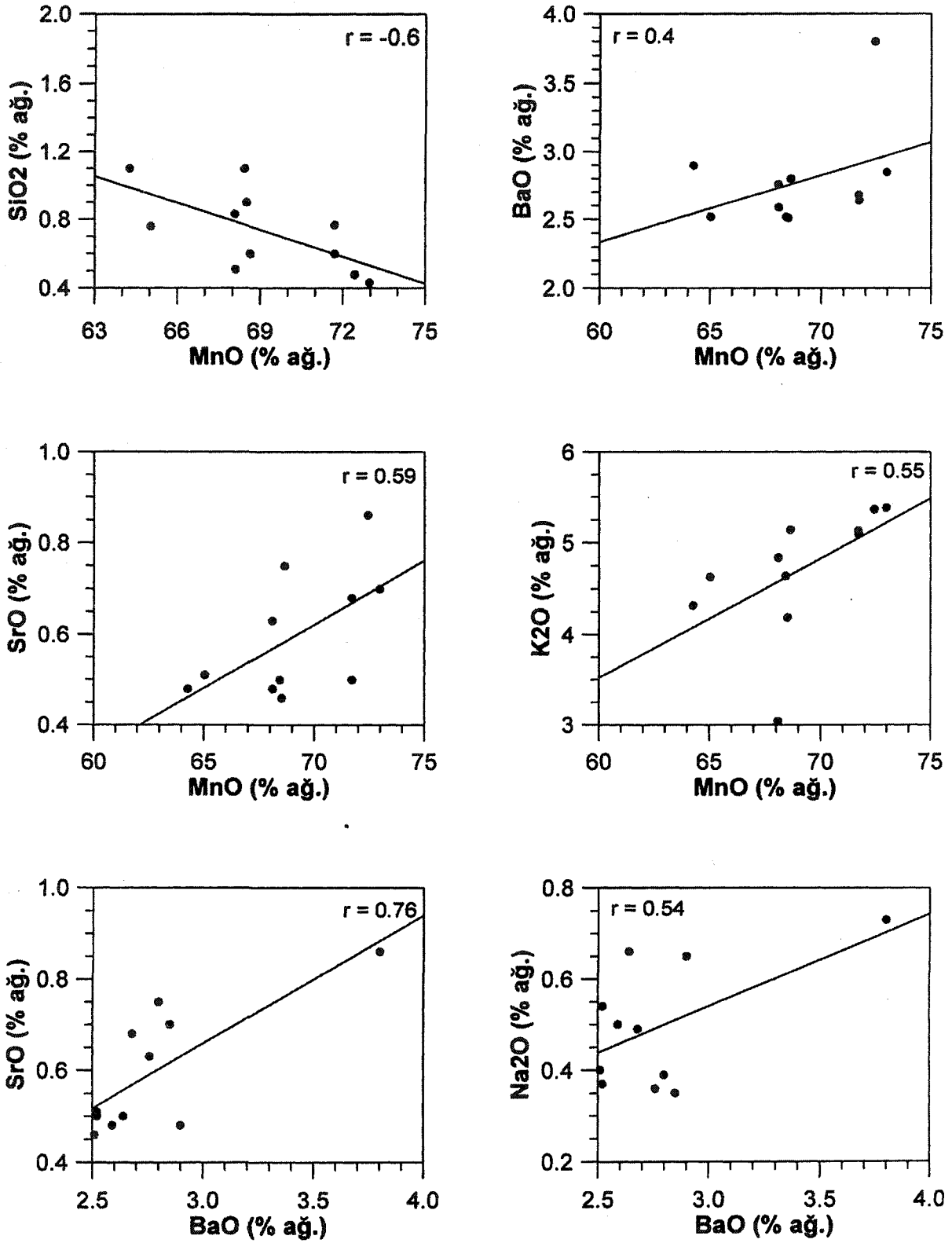
Na, K ve Ca yan kayalardan (pomza tüf) alınmış olmalıdır. Volkanik cam içinde Cr₂O₃, CoO ve NiO konsantrasyonları son derece düşüktür. Bu nedenle mangan mineralinin yapısında bu elementlere rastlanmamaktadır.

Mangan yataklarında cevher örneklerinin kimyasal bileşimleri, yatakların ortamsal ve kökensel yorumunun yapılmasında kullanılmaktadır. Bu amaçla değişik ikili ve üçgen diyagramlar üretilmiştir (Crerar ve diğ., 1982; Choi ve Hariya, 1992). Ancak, Zilan mangan oluşuğunun kimyasal bileşimi nedeniyle, bu diyagramlardan bir çoğu bu çalışmada kullanılmamaktadır. Analiz sonuçları iki diyagrama uyarlanabilmiştir. Crerar ve diğ. (1982) tarafından gerçekleştirilen Al-Si diyagramı mangan yataklarının hidrotermal, detritik veya diyajenetik kökenlerden hangisine ait olduğunu ortaya koymaktadır. Bu diyagramda Zilan yöresi mangan zuhuru ikinci bölgeye düşmektedir (Şekil 6). Ayrıca nokta analizleri de dar bir alanda toplanmakta ve tüm kayaç sonucunu desteklemektedir. Buna göre mangan hidrojenetik-detritik kökenlidir. Aynı veriler Nicholson (1992)'nin Mg-Na diyagramına da uyarlanmıştır. Mangan yataklarını kaynak ve çökeltme ortamına göre tatlı su, sığ denizel ve denizel olarak ayıran bu diyagramda (Şekil 7) Zilan yöresi mangan zuhuruna ait ortalama tüm kayaç verileri tatlı su bölgesi sınırına düşerken prob nokta analiz verileri tatlı su ortamına düşmektedir. Bu nedenle manganın muhtemelen yüzeysel kökenli olduğu ve yüzeysel ayrışmaya

Çizelge 2. Pomza tüfü içindeki cam, feldspat ve Fe-Ti oksitlerden seçilmiş prob analizleri, b.d.l. Duyarlılık sınırının altında, tüm kayaç analizi mangan içermeyen pomza tüfe ait verilerin ortalamasıdır.

Table 2. Microprobe analyses of glass, feldspar and Fe-Ti oxide in the pumice tuff. b.d.l. Below detection limit. Whole rock data is the average of chemical analyses of the manganese-barren pumice tuff.

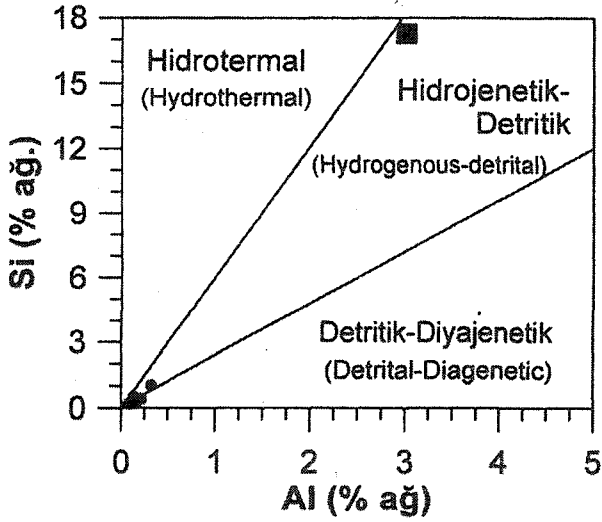
	Tüm Kayaç	Cam	Cam	Cam	Feld.	Feld.	Feld.	Feld.	Feld.	Feld.	Oksit
SiO ₂	72.55	71.92	78.24	71.19	69.78	59.74	56.34	65.67	60.40	63.58	0.24
TiO ₂	0.11	0.09	b.d.l.	0.02	0.35	b.d.l.	0.06	b.d.l.	0.08	0.02	21.86
Al ₂ O ₃	12.22	12.47	13.90	11.95	12.96	23.77	27.40	19.16	24.55	22.68	1.20
FeO	1.42	1.07	0.37	0.89	1.86	0.16	0.54	0.02	0.22	0.17	74.88
MnO	0.10	0.17	0.12	0.08	0.40	0.20	0.08	0.58	n.d	0.09	0.86
MgO	0.31	0.12	0.03	0.17	0.27	0.07	0.17	0.06	0.07	0.07	0.19
CaO	0.45	0.40	0.30	0.38	0.33	5.87	9.87	0.23	6.40	4.01	b.d.l.
Na ₂ O	4.46	2.89	4.19	2.76	2.88	7.38	5.66	3.73	7.20	8.25	0.27
K ₂ O	4.51	4.55	5.96	4.71	5.64	0.78	0.38	11.18	0.66	1.39	0.01
P ₂ O ₅	0.03	0.09	0.15	0.13	0.11	0.06	0.01	b.d.l.	0.03	0.03	b.d.l.
Cr ₂ O ₃	b.d.l.	0.04	b.d.l.	0.08	0.02	b.d.l.	0.03	0.03	0.01	b.d.l.	0.02
CoO	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.	0.12	b.d.l.	b.d.l.	0.07	b.d.l.	0.01	b.d.l.
NiO	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.
Toplam	96.16	93.98	103.2	92.38	94.73	98.11	100.5	100.7	99.63	100.3	99.54



Şekil 5. Mangan-oksit mineralinin kimyasal bileşiminde yer alan elementler arası ilişkiler.

Figure 5. Binary plots showing relationships between the elements present in the composition of manganese-oxide mineral.

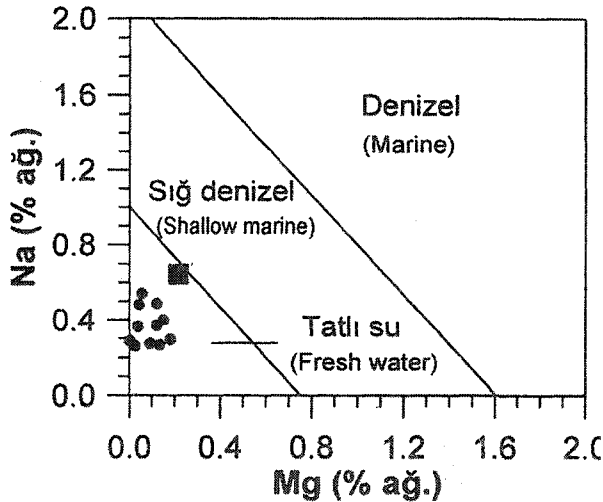
ZİLAN YÖRESİ POMZA TÜFLERİNDEKİ MANGAN OLUŞUĞU



Şekil 6. Zilan mangan zuhuruna ait Al-Si diyagramı (Crerar ve diğ., 1982'den). Siyah dolgulu büyük kare ortalama tüm kayaç değerini göstermektedir.

Figure 6. Al-Si diagram of the Zilan manganese occurrence (after Crerar et al., 1982). The large filled square shows the average whole rock.

bağlı olarak ortama taşınıp çöktüğü belirtilebilir. Elementler arası ilişkiler de bu savı desteklemektedir. Nicholson (1992), Mn ile diğer elementler arasındaki ilişkilerin genellikle bir anlam taşımadığını, fakat bazı elementlerin kökensel yorum amacıyla kullanılabilirliğini belirtmektedir. Bunlar Mn-Ba, Mn-As ve Mn-Pb'dur. Mn-As arasındaki iyi pozitif korelasyon hidrotermal kökenli mangan yataklarını ifade ederken, Mn-Ba arasındaki iyi pozitif korelasyon ise tatlı su oksitleri-



Şekil 7. Zilan mangan zuhuruna ait Mg-Na diyagramı (Nicholson, 1992'den). Siyah dolgulu büyük kare ortalama tüm kayaç değerini göstermektedir.

Figure 7. Mg-Na diagram of the Zilan manganese occurrence (after Nicholson, 1992). The large filled square shows the average whole rock.

nin varlığına işaret etmektedir. Zilan mangan zuhuru için MnO-BaO arasında orta derecede iyi bir korelasyon vardır ($r=0.4$; Şekil 5). Bu durum Şekil 7 ile belirlenen sonuçla uyusmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Depolanma ortamlarından bağımsız olarak, çoğu oksitli mineraller negatif yüzey yüküne sahiptirler ve değişik katyonları kolaylıkla bünyelerine dahil edebilirler. Ba bu katyonlardan biridir ve mangan minerallerinin yapısında iz olarak bulunabilir. Özellikle hidrotermal mangan yataklarında bu element % 0.5 gibi yüksek değerlere erişerek mangan minerallerinin yapısına girebilir (Gediköğlü ve diğ., 1985). Zilan mangan zuhurunda (oksit olarak) Ba konsantrasyonu % 7, mangan minerali içinde ise % 2.5-4 arasında değişmektedir (Çizelge 1). Mangan minerali içinde yüksek konsantrasyonlara sahip bir diğer katyon da K'dur. Bu kadar yüksek Ba ve K içeriği kriptomdan $[(Mj_2MnOj_6.nH_2O)]$, hollandit $[(Ba, K)_{-2}(Mn^{+2}, Mn^{+4})_8O_{16}.nH_2O]$, romanesk $[(Ba, K, Mn^{+2}, Co)_2 Mn_5O_{10}.nH_2O]$ ve vernadit $[(Ba, K)MnO_2.nH_2O]$ de bulunabilir (Roy, 1981; Nicholson, 1992). Ostwald (1992); Ba ve K'un bu minerallerin kristal sistemlerinde bulunan tünel yapılarında yer aldığını ve bu yapıların oluşumuna etki ettiğini belirtmektedir. Bu minerallerden hollandit sadece yüzeysel koşullarda oluşurken, romanesk de çoğunlukla yüzeysel koşullarda, nadiren de hidrotermal yataklarda oluşur. Çizelge 1 de verilen kimyasal bileşim ve katyon hesabı sonucunda, Zilan mangan zuhurunu oluşturan mangan mineralinin formülü $(Na, K, Ca, Ba, Sr, Mn^{+2})_2 Mn_8O_{10}.xH_2O$ olarak belirlenmiştir. Bu kaba formül romanesk formülüne benzemekle birlikte ona göre daha fazla Mn içermektedir. Ayrıca hesaplanan mineral formülünün kimyasal yük dengesinin sağlamadığı açıktır. Literatürde belirtilen (Nicholson, 1992) mangan minerallerinin çoğu da aynı durumu sergilemektedir.

Zilan mangan zuhuru pomza tüflerin taneleri arasındaki ve/veya taneler içindeki gözenekleri doldurarak, bir çeşit çimento görevi yapmaktadır (Şekil 3). Gerek bu bulunuş şekli ve gerekse mangan zuhurunun jeokimyasal yapısı tatlı su ortamında oluşumu destekleyen verileri oluşturmaktadır. Bu veriler ışığında manganın yüzeysel ayrışma, taşınma ve çökelme şeklinde oluşmuş olması gerekir. Yüzeysel ayrışma ve taşınma manganın çözünürlüğü ile ilgilidir. Mangan özellikle indirgen ve asidik pH şartlarında yüksek derecede hareketli olan bir elementtir (Rose ve diğ., 1979). Bu gibi ortamlarda fiziksel ayrışma sonucunda manganın Mn^{+2} şeklinde çözültüye alınması mümkündür. Ayrıca yer altı suyu da, or-

ta derecede indirgen şartlar altında temasda buldukları kay açların yapısındaki mangani çözebilir. Yeraltı suyu ve yağmur suyu yan kayaç ile reaksiyonları sonucunda, yan kayacı kimyasal olarak ayrıştıracağı gibi, fiziksel olarak da zayıflatır; böylece asit özellikli yer altı sularının kayacın içine girebilmesine ve dolayısıyla onu ayrıştırmasına zemin hazırlar. Mn içeren kayaçların gözenekleri içerisinde bulunan hümit ve fülvik gibi organik asitler mangani yan kayaçtan çözülme işlemini hızlandırıp, mangani organik kompleksler oluşturabilirler (Roy, 1981 ve 1992). Böylece gerek fiziksel ve gerekse kimyasal ayrışma sonucunda Mn^{+2} ve/veya organik kompleksler halinde çözeltiye geçen Mn toprak profilinin alt kesimlerine taşınır (Frakes ve Bolton, 1992). Ortam asidik ve indirgen olduğu sürece mangani çözelti içinde kalacaktır. Bu işlemler esnasında mangani ile birlikte yan kayaçtan Fe de benzer oranlarda çözülür. Ancak Zilan mangani zuhurunun yapısında Fe olmayışı onun taşınma esnasında mangandan daha önce çökelmiş olması gerektiğini ortaya koyar. Bu durum taşınma esnasında demirin Fe-hidroksit halinde çökmesi veya kil mineralleri üzerine emilmesi ile açıklanabilir (Frakes ve Bolton, 1992).

Zilan zuhurunun çevresinde yer alan ve mangani içermeyen pomza tüfler içinde mangani içeriği ortalama % 0.1 olarak belirlenmiştir (Çizelge 2). Buna ilave olarak yakın çevrede bulunan bazik ve ortaç bileşimli volkanik kayaçlar (Şekil 1) Mn açısından çok daha zengin bir yapı sunarlar (Arslan, 1994). Bu nedenle zuhurdaki mangani kaynağı muhtemelen çevredeki volkanik kayaçlar, ve bu kayaçlar içindeki ferro-magnezyen mineraller ve Fe-oksitler olabilir. Çünkü bu mineraller yüzeysel şartlarda yağmur ve yeraltı suyu ile reaksiyon sonucunda kolaylıkla bozuşabilmektedir. Ayrıca çevrede değişik kökenli mangani mineralleri de mangani kaynağına katkıda bulunmuş olabilir. Urban ve diğ. (1992) tarafından gerçekleştirilen mineral yıkama (mineral leaching) deneylerinde kriptomelanın yapısına girmiş olan katyonların büyük bir oranının kolaylıkla çözeltiye alınabildiği ortaya konulmuştur. Asidik pH ve oksitlenme potansiyeli düşük ortamlarda yeraltı suyu içinde taşınan mangani, muhtemelen su tablasının yüzeye yakın ortamlara çıkmasına bağlı olarak çökelmektedir. Zira mangani çözeltiden çökebilmesi için ortamın oksitleyici ve pH'm alkalın olması gerekmektedir (Ostwald, 1992). Mn^{+4} değerlikli mangani oksitlerin çökebilmesi için orta derecede yüksek oksitlenme potansiyeli ($Eh=0.6-1.0$ V) ve nötr-alkalin asidite ($pH=6-12$) gereklidir (Roy, 1981). Zilan yöresindeki mangani zuhuru bir vadi içinde yer almaktadır (Şekil 2A). Böyle ortamlarda yeraltı su

tablası topografyası keserek yüzeye sızabilir (seepage alanları). Böylece çözelti halinde taşınan mangani Eh'daki yükselişe bağlı olarak pomza tüf içerisinde (tüfün yerleşmesinden sonra) çökelmiş olabilir. Mangani minerallerinin tüf içindeki tanelerin etrafında koloidal yapılar oluşturacak şekilde çökelmiş olması bu tür bir oluşumu desteklemektedir. Zira Hem (1972) tarafından hazırlanan duraylılık diyagramına göre pH'nın 4 olduğu bir ortamda $Eh>0.9V$ olduğunda MnO_2 kristallenebilmektedir. Zuhuru içeren pomza tüflerinin çökme anındaki asiditesini tahmin etmek mümkün değildir. Ancak Eh'm yüksek olduğu topoğrafik olarak aşikardır. Tüf yüksek poroziteli bir kayaç olduğundan çökme için uygun boşluklar sağlamaktadır.

Sonuç olarak Zilan mangani oluşu karasal ortamlarda oluşmuş, yüzeysel ayrışmaya bağlı olarak gelişmiş bir zuhurdur. Boyutu küçük olsa bile, bu tür bir mangani oluşu Gedikoğlu ve diğ. (1985), Öztürk (1993) ve Öztürk ve diğ. (1995) tarafından ortaya koyulan Türkiye'de bilinen mangani oluşuklarına yeni bir tür daha ilave etmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arslan, M., 1994, Mineralogy, geochemistry, petrology and petrogenesis of the Meydan-Zilan (Erciş-Van, Turkey) area volcanic rocks: Doktora Tezi, Glasgow Üniversitesi, 559s. (yayınlanmamış).
- Arslan, M., 1997, Meydan (Erciş-Van) yöresi pomza tefra çökelmelerinin petrografik, jeokimyasal özellikleri ve oluşumu: I. İsparta Pomza Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 163-172.
- Choi, J.H., ve Hariya, Y., 1992, Geochemistry and depositional environments of Mn oxide deposits in the Tokoro belt, Northeastern Hokkaido, Japan: Economic Geology, 87, 1265-1274.
- Crerar, D.A., Cormick, R.K., ve Barnes, H.L., 1972, Organic controls on the sedimentary geochemistry of manganese: Acta Mineralogica-Petrographica (Szeged), 20, 217-226.
- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., Williams, L., ve Feigenson, M.D., 1982, Manganiiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convections at ocean spreading centers: Economic Geology, 77, 519-540.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J., Notsu, K., Tokel, S. ve U., T., 1990, Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu: MTA Bül., 110, 143-164.

ZİLAN YÖRESİ POMZA TÜFLERİNDEKİ MANGAN OLUŞUĞU

- Frakes, L. ve Bolton, B., 1992, Effects of ocean chemistry, sea level, and climate on the formation of primary sedimentary manganese ore deposits: *Economic Geology*, 87,1208-1217.
- Gediköglü, A., Van, A., Eyüboğlu, I., ve Yalçınalp, B., 1985, Doğu Karadeniz cevherleşmelerine bir örnek: Ocaklı (Maçka-Trabzon) manganez zuhuru: *Jeoloji Mühendisliği*, 25, 23-38.
- Hem, J.D., 1972, Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems: *Geol. Soc. America Bull.*, 83,443-450.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., pasquare, G., Radicati di Brozola, F. ve Villari, L., 1976, Evolution of volcanism in the area of interaction between Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1,103-112.
- Nicholson, K., 1992, Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis: *Economic Geology*, 87,1253-1264.
- Ostwald, J., 1992, Genesis and paragenesis of the tetravalent manganese oxides of the Australian continent: *Economic Geology*, 87,1237-1252.
- Öztürk, H., 1993, Türkiye manganez yatakları: Oluşumları ve tipleri: *Jeoloji Mühendisliği*, 43,24-33.
- Öztürk, H., Öztunalı, Ö. ve Frakes, L., 1995, Siyah şeyller içindeki manganez cevherleşmeleri ve anoksik-oksik olayların gelişimi; Ulukent ve Gökçeovacık manganez yatakları, GB Türkiye: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni; 10,114-122.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, y., Moorbath, S. ve Mitchell, J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: *J. Volcanol, Geotherm. Res.*, 44,189-229.
- Rose, A., Hawkes, H.E. ve Webb, J.S., 1979, *Geochemistry in Mineral Exploration*, Second ed.: Academic Press, London, 657 s.
- Roy, S., 1981, *Manganese Deposits*: Academic Press, Londra, 458 s.
- Roy, S., 1988, Manganese metallogenesis: A review: *Ore Geology Reviews*, 4, 155-170.
- Roy, S., 1992, Environments and processes of manganese deposition: *Economic Geology*, 87,1218-1236.
- Sadıklar, MJ3., Geor U., ve Van, A., 1995, Mineralo ische und geochemische Eigenschaften der terrestrich-hydrogenetischen Fe-Mn-Knollen von der Trabzon Region, NE-Türkei: *Chemie der Erde*, 55,177-188.
- Urban, H., Stribny, B., ve Lippolt, H.J., 1992, Iron and manganese deposits of the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil: *Economic Geology*, 87,1375-1392.

Makalenin geliş tarihi: 13.03.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 30.07.1998

Received March 13,1998

Accepted July 30,1998



İzmit Körfezi Plio-Kuaterner çökellerinin sismik irdelenmesi

A seismic review of the Plio-Quaternary sediments at the İzmit Bay

Güven ÖZHAN

MTA Genel Müdürlüğü, 06520, Ankara

Dursun BAYRAK

MTA Genel Müdürlüğü, 06520, Ankara

Öz

İzmit Körfezi yaklaşık 50 km uzunluklu ve 1.5 - 10 km arası genişlikte olup, doğu yönde daralır ve 3 bölümden oluşur. Marmara Denizi'nin doğu yöndeki uzantısı olan ve KAF Zonu sisteminde biçimlendirilmiş, D-B yönlü bir grabendir. Körfez gerçekte batı yönünde genişliyor olan bir siğ-şelf alanını tanıtlar.

Bu çalışma öncelikle 13 sismik profilin sonuçlarının işlenmesinin ürünüdür. Körfezdeki çağdaş çökeller tabandan tavana Pliosen-öncesi/Pliosen, Orta/Geç Pleistosen ve Holosen dizilimini sergiler. Bu açıdan tüm ardıllık bir Plio-Kuaterner Birimi olarak tanımlanabilir. İstifin kalınlığı 10 milisaniye'den 50+ milisaniye'ye değin erişir. Çökeller öncelikle, tane boyu kilden çakılcık ve çakıla değişen karasal kırıntılardan ve daha az nicelikte karbonatlardan bileşir. İstif, güney ve doğu bölümlerde kuzey ve batı bölümlere göre daha kalındır. Güneyde Dil Burnu Alanı'nı oluşturan yığılım konisi Yalakdere Delta İstifi'dir. Genç çökeller Dil Burnu batısındaki KKB-GGD gidişli bir normal bileşenli doğrultu atımlı faya bağlı olarak doğuya doğru derine gömülürler. Bu yapısal çizgisellik kuzeyde, Dil İskelesi açıklarında bir genç denizaltı yelpazesi gelişimini üretmektedir. Bu çizgiselliğin bir sonucu olarak, Dil Burnu alanında yerel ölçekte bir tilting olgusunun gelişmiş olduğu sonucuna varılabilir.

Körfezdeki fayların derinlerde birbirleri ile birleşmesi yönü ile, negatif ve pozitif çiçek yapılarının gelişimi vurgulanmalıdır. Körfez, olasılıkla, bir yukarı-yönde kilitlenen (locked-up) havzadır.

Körfez ile Sapanca Gölü arasındaki alanca örneklendiği yönde, Körfez'in en doğu (iç) bölümü güneyde Gölcük'ten kuzeyde Tü-tünçiftlik'e değin çökel dolgulanması sonucunda, bir göle dönüşebilecektir.

Anahtar Kelimeler: Baklava-dilimi (Romboidal) bloklanma, Çiçek yapısı, Dil Burnu, KAF-zonu, Örtü yelpazesi, Yukarı-yönde kilitlenen havza.

Abstract

İzmit Bay, which is the eastern continuation of The Sea of Marmara, ending in three successively smaller bays, is about 50 km long and 1.5 to 10 km wide. It is a part of an east-west trending graben, which has been shaped by the NAF-Zone system. The Bay floor is a shallow-shelf area.

This study is based on the re-evaluation of the results from 13 seismic profiles. The recent sediments at The Bay floor display a pre-Pliocene/Pliocene, Middle & Late Pleistocene and Holocene succession from bottom to top, and since, it can be defined as a Plio-Quaternary Unit. Thickness ranges from 10 to 50+ msec. Sediments are mainly composed of terrigenous elastics, varying from clay-to pebble-gravel in grain size, and at a lesser amount, carbonates. Young cover is thicker at the south and east than other parts, because of deltaic pro gradation.

The alluvial fan in the south, that has been forming Dil Burnu area, was deposited as Yalakdere Deltaic Sequence. Young sediments deepen eastward, due to a NNW-SSE trending vertical movement at the east of Dil Burnu. This structural line has been producing a submarine fan, off Dil İskelesi to the north. As a result of this lineation, it can be concluded that, there is a local tilting in the fan area.

Since the faults at depths of The Bay bifurcates toward the surface, the development of flower structures must be emphasized.

The Bay, itself, is probably a locked-up basin. As being exemplified by the area between The Bay and Lake Sapanca, the easternmost (innermost) basin will may be a lake gradually passing (in)to a marshy area, through the filling-up by sediments.

Key Words: Diamom (rhomboidal)-blocking, Flower structure, Dil Burnu, NAF-zone, Telescoping-fan, Locked-up basin.

GİRİŞ

Konum: Güncelde de çöküntü alanı olan Körfez, 29° 20' - 29° 57' doğu boylamları ve 40° 41' - 40° 48' kuzey enlemleri arasında konumlanır (Şekil 1a).

İzmit Körfezi, Düzce'den Kuzey Ege Teknesi'ne değin uzanan ve eski ve yeni horstları, grabenleri, horst-ıçi grabenleri ve graben-ıçi horstları biçimlemiş, ya da bunlarca biçimlendirilmiş olan KAF Zonu batı bölümünü oluşturan grabenlerden biridir. En göze çarpanları olan Marmara Denizi ve Kuzey Ege Teknesi'nce örneklenen sistem-ıçi graben alanlarından bunlar dışındakileri Saros Körfezi, Edremit Körfezi, Gemlik Körfezi, Erdek Körfezi, Bandırma Körfezi ile Sapanca ve İznik gölleridir. Sistem içinde, derinlere doğru listrik karakter yansıyor olan, oblik bileşenli normal faylar çok sayıdadır ve iyigelişmiştir. Denizce kaplanmış olsun olmasın, çöküntü alanları Neojen ve Kuaterner çökelleri ile dolguludur. Bir diğer deyişle, doğu-batı yönünde uzanan ve apex noktası doğu ucunda olan Körfez günümüzde de tektonik açıdan aktif bir grabendir (Barka, 1998). Plan-görünümü üç-bölmü olan Körfez yaklaşık 50 km uzunluğunda, 1,5 km'den 10 km'ye erişen genişliktedir; doğu yönde daralır ve Marmara Denizi'nin doğu uzantısıdır. İki horstça, kuzeyde Kocaeli Yarımadası ve güneyde ise Armutlu (Bozburun) Yarımadası ile sınırlanır ve Graben, denizel- ve geçiş fasiyeslerini içeriyor olan bir beslenme havzasıdır.

Batimetri: İzmit Körfezi, birbirlerinden faylar, çökel yığışım konileri ve bir boğumlanma/büklüm ile ayrılıyor olan iki derin ve bir sıg çöküntü alanını içeren üç bölüme bölümlenebilir. Batıdaki yığışım konileri, iki bölüm için ayırtlayıcı unsur olan Dil Burnu ile Çatal Burnu'dur. Doğudaki dizlenme ise Gölcük ile Tütünçiftlik arasında konumlanır (Şekil 2). Çöküntü alanlarına gelince; Marmara Denizi'ne geçiş/kapı oluşturan en derini Körfez'in batı bölümünü oluşturur ve batı uç yakınında en çok 317 m su derinliğine erişir. Gölcük ile Dil Burnu arasında konumlanan Körfez orta bölümünde taban-derinliği Ulaşlı açıklarında 213 m'ye erişir. Gölcük ile İzmit arasındaki doğu çöküntüsü 30 m su örtüsü ile kaplanmıştır. Gerçekte bu üç çöküntü, Miosen-ertesi faylarca biçimlendirilmiş olan tek bir çöküntünün parçaları olarak alınabilir. Bu çöküntü, Dil Burnu yükseltisi dışta kalmak kaydı ile, Marmara Denizi yönünde eğimlidir (Şekil 3). Graben, Plio-Kuaterner öncesi dilimlerde olasılıkla dizlenmemiş bir süreklilik taşımıştır ve ertesinde, tektonizma ve delta-ilerleme süreçlerinin bir sonucu olarak, bölümlere ayrılmıştır.

Graben'in, Gölcük ve Dil Burnu arasındaki orta bö-

lümünün güney yamacı ve Dil İskelesi (Kababurun)'nden Marmara Denizi'ne dek uzanan dış bölümünün kuzey yamacı, kıyıboyu ya da kıyı-ötesi faylanmalar sonucunda ardakalanlara göre daha diktir. Batı bölümü güney yamacındaki düşük eğim delta ilerlemesinin ve, açılmanacağı yönde, tilting olgusunun bir sonucudur. Körfez'in iç (doğu uç) bölümündeki kıyı kuşağında yamaç eğimi önemsenir ölçüde düşüktür.

Körfez tabanı boyunca güney yamaçlar genelde kuzey yamaçlardan daha diktir (Çizelge 1). Güney yamaçların eğimi 10-150 m derinlikler arasında tekdüze/değişmez iken, kuzey yamaçlar, özellikle Hereke açıklarında 125 m derinliğe dek tatlı eğimli, ancak 125-200 m derinlikler arasında dik dalımlıdır. Orta çöküntü alanının güney bölümü 0-50 m derinlikler arasında dik, 50-125 m derinlikler arasında ise daha düşük eğimler sergiler. Tatlı dalımlı yamaçlar Körfez doğu bölümü için de geçerli bir olgudur.

Çizelge 1: Körfez Kuzey ve Güney Kıyı Kuşaklarındaki Eğim Yüzdeleri.

Table 1: Slope Gradients on the Northern and Southern Shores of The Bay.

K Kıyı Çizgisi	Eğim (%)	G Kıyı Çizgisi	
İzmit Açıkları	1.5	Gölcük Açıkları	5.0
Tütünçiftlik Açıkları	3.0	Değirmendere Açıkları	8.0
Yarımca Açıkları	6.0	Karamürsel Açıkları	10.0
Darıca Açıkları	8.0	Çatal Burnu Açıkları	4.0

Bu eğim değerleri bağlamında tüm Körfez, taban derinliği yönü ile orta çöküntü alanında bir şelf-ıçi-havzayı tanıttıyor olan Ulaşlı açıklarındaki bölüm dışında, bir sıg-şelf alınabilir.

Dilburnu batı ve doğu kıyıları sözkonusu kılındığında; doğu kıyısı daha yoğun bir diklik sergiler. Bu, 40° 42', 40° 44', 40° 46' ve 40° 48' gridleri boyunca alınmış kesitlerde özellikle ayırtlanabilir (Şekil 4a, b, c, d).

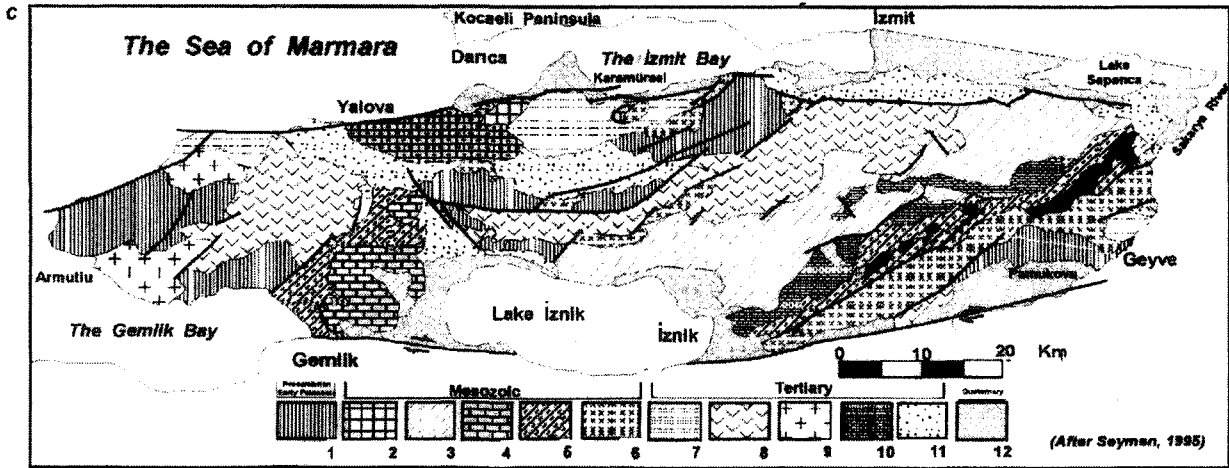
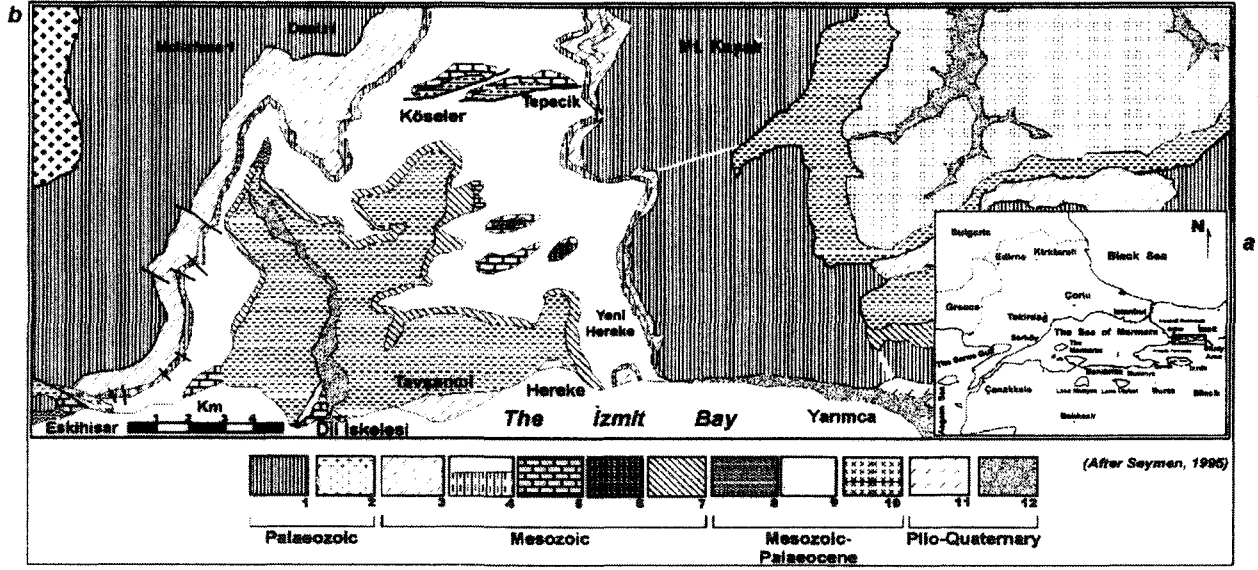
Belirtilmeye değer bir öteki karakteristik ise Dil İskelesi (Kababurun) açıklarında bir sualtı yelpaze-deltasının ve yerel bir derinleşmenin varlığıdır.

Morfoloji: Körfez kuzey ve güney kıyıları kıyı çizgisine paralel uzanımlı ve hemen kıydan yükseliyor olan

Şekil 1. a- Çalışma Alanı Konik Haritası
b- Kocaeli Yarımadası'nın Jeolojisi
c- Armutlu Yarımadası'nın Jeolojisi

Figure 1. a- Location Map of the Study Area
b- Geology of Kocaeli Peninsula
c- Geology of Armutlu Peninsula

İZMİT KÖRFEZİ PLİO-KUATERNER ÇÖKELLERİNİN SİSMİK İRDELENMESİ

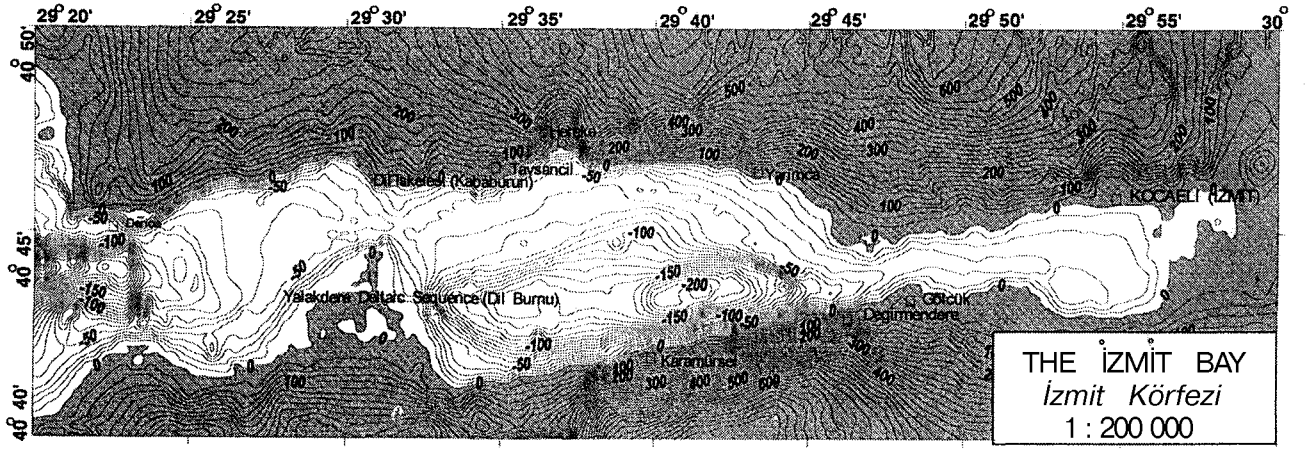


Açıklamalar b. 1- Paleozoik Birimleri (Silürien'den Erken Vizeen'e), 2- Sancaktepe Graniti (Geç Permiyen başlangıcında kristallenmiştir), 3- Ballıkaya Formasyonu (Skytien), 4- Eskihisar Formasyonu (Skytien'den Ariizien'e), 5- Tepecik Formasyonu (Geç Anizien'den Ladinien'e), 6- Köytepe Formasyonu (Karnien), 7- Tavşanlı Formasyonu (Kampanien), 8- Diliskelesi Formasyonu (Maastrichtien'den Paleosen'e), 9- Korucu Formasyonu (Maastrichtien'den Paleosen'e), 10- Andezitik Volkanikler, 11- Alüvyon yelpazesi, 12- Alüvyon

Lejand b. 1- Paleozoic Units (Silurian to Early Visean), 2- Sancaktepe Granite (Recrystallized during initiation of Late Permian), 3- Ballıkaya Formation (Scythian), 4- Eskihisar Formation (Scythian to Anisian), 5- Tepecik Formation (Late Anisian to Ladinian), 6- Köytepe Formation (Camian), 7- Tavşanlı Formation (Campanian), 8- Diliskelesi Formation (Maastrichtian to Paleocene), 9- Korucu Formation (Maastrichtian to Paleocene), 10- Volcanics (Andesitic) 11- Alluvial-fan, 12- Alluvium

Açıklamalar c. 1- Pamukova Metamorfileri (Prekambrien'den Erken Paleozoik'e), 2- Ballıkaya Formasyonu (Skytien), 3- İznik Metamorfileri Taban Bölümü (Trias), 4- Alıçayla Kireçtaşı (Geç Trias'tan Orta Jura'ya), 5- İznik Metamorfileri Üst Bölümü-Ofolitik metaolistostrom (Geç Jura'dan Erken Kretase'ye), 6- Bakacak Formasyonu (Kampanien'den Maastrichtien'e), 7- İncebel Flişi (Paleosen'den Lütesyen'e), 8- Sarısu Volkanitleri (Lütesyen), 9- Fıstıklı Granitoidi (Eosen), 10- Kılınç Formasyonu (Sarmasien'den Ponsien'e), 11- Kıvrımlı Birimler (Pliosen), 12- Güncel Çökeller

Lejand c. 1- Pamukova Metamorfites (Precambrian to Early Paleozoic), 2- Ballıkaya Formation (Scythian), 3- Lower Section of the İznik Metamorphites (Triassic), 4- Alıçayla Limestone (Late Triassic to Middle Jurassic), 5- Upper Section of the İznik Metamorphites-Ophiolitic metaolistostrome (Late Jurassic to Early Cretaceous), 6- Bakacak Formation (Campanian to Maastrichtian), 7- İncebel Fiysch (Paleocene to Lutetian), 8- Sarısu Volcanite (Lutetian), 9- Fıstıklı Granitoid (Eocene), 10- Kılınç Formation (Sarmation to Pontian), 11- Detritic Units (Pliocene), 12- Recent Sediments

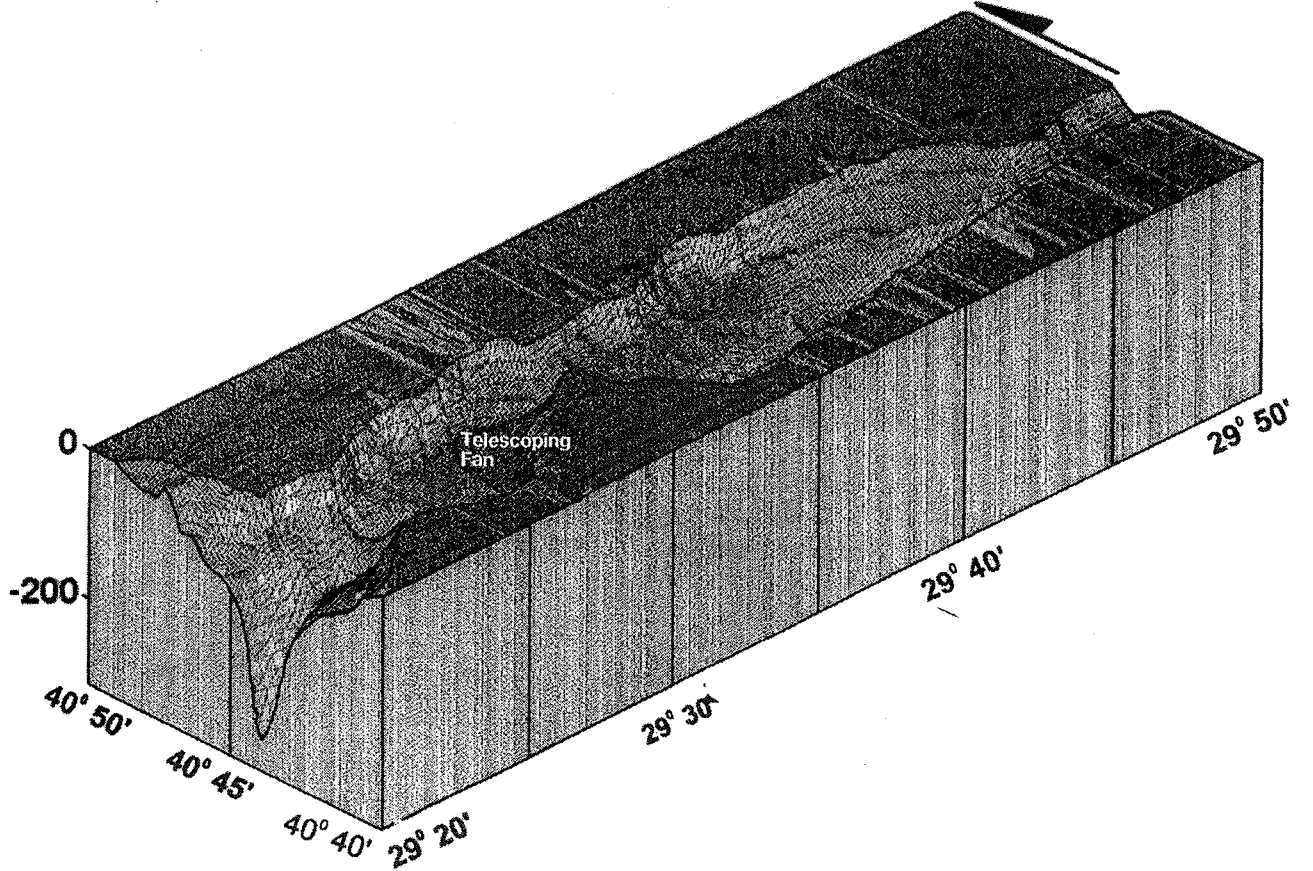


Şekil 2. Körfez-içi ve Çevresi Batimetri ve Morfolojisi
Figure 2. Bathymetry and Morphology in-and Around the Bay

yükselti ile karakterize kılınmakta iken, doğu kıyısı, Sapanca Gölü'ne değin geniş bir kıyı ovası ve bataklık ile kaplanmıştır (Şekil 2).

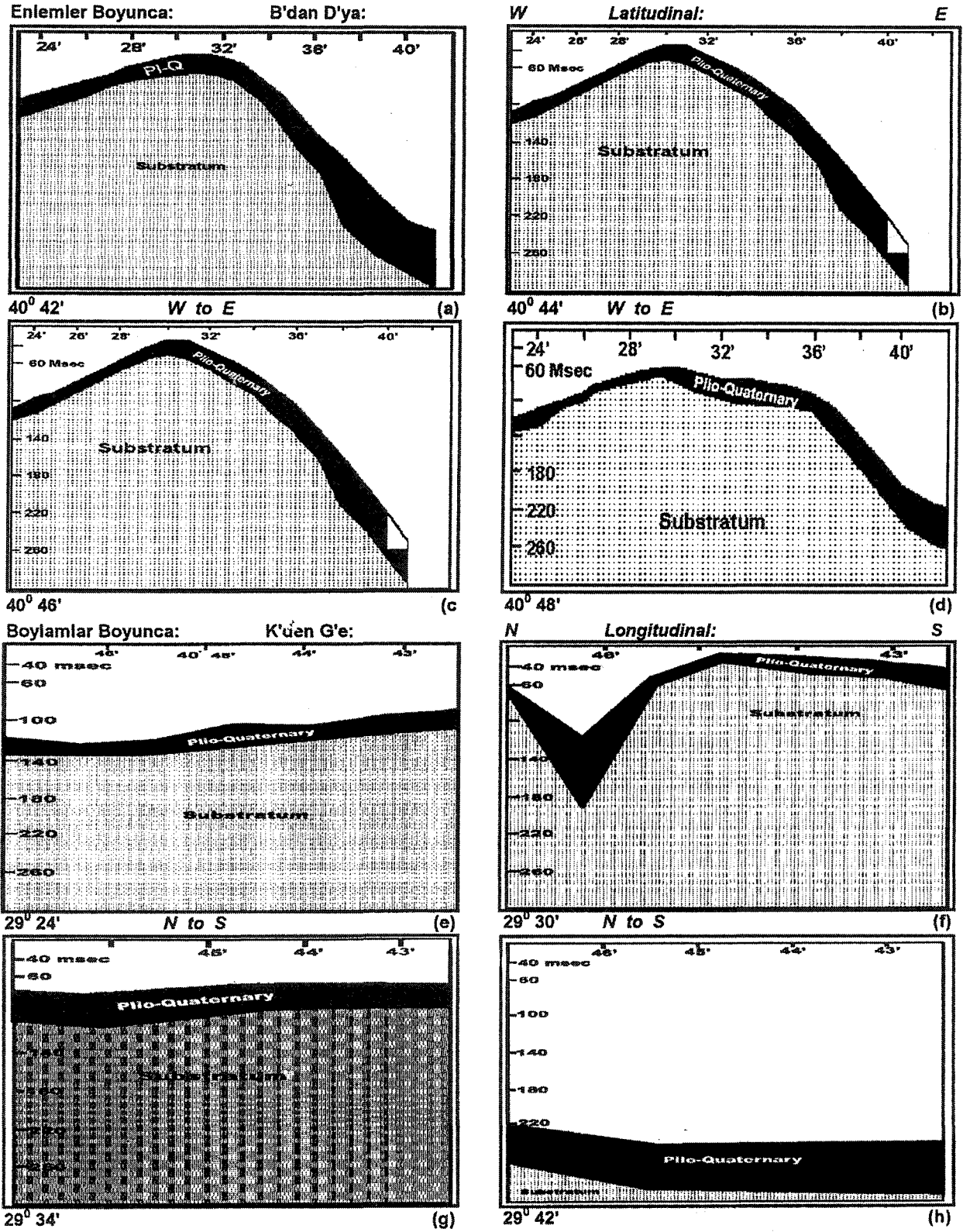
Körfez batı ucundan İzmit'e değin kuzey kıyıları ge-

nelde yüksek morfoloji sergiler. Sadece alüvyon yığılırılmakta olan dar alanlarda alüvyial yığışım konileri oluşumu gözlenir. Kıyı ovaları kuzey yönde yükselir ve piedmont-benzeri bir görünüm sergiler. İzmit'in yaklaşık



Şekil 3. Körfez Marmara Denizi yönünde eğim-aşağı uzanımlıdır ve, Dilburnu dışında, bir Kanyon görünümü sergiler
Figure 3. The Bay slopes down to the Sea of Marmara and so, pictures a canyon, excepting Dilburnu

İZMİT KÖRFEZİ PLİO-KUATERNER ÇÖKELLERİNİN SİSMİK İRDELENMESİ



Şekil 4. Plio-Kuaterner Örtünün Körfez Boyunca Yayılımını Gösterir Kesitler
 Figure 4. Sections depicting how the Plio-Quaternary cover extends through the bay

10 km kuzeyindeki ilk doruk (Çene Dağı) deniz düzeyinden 600 m'ye erişir ve Körfez yönündeki yamaçları tatlı dalımlıdır. Bu alanda yığışım yoğunudur. Yarımcı dolaylarında doğu yönde bir kıyı ovası gelişmiştir. Yarımcı ile Derince arasında, en çok 550 m'ye erişen doruk kıyı çizgisine 2 km'ye değin yaklaşır (Şekil 2).

Güney kıyılar yelpaze-deltalarınca karakterize edilir. Bu yığışım konileri kıskı-biçiminde Körfez içine ilerler. En gelişmiş olanı, Dil Burnu'nu biçimlendiriyor olan Yalakdere-Laledere bileşik delta yığışım konisidir. (Açıklanacağı yönde bu yığışım konisinden Marmara Denizi yönünde ve deniz tabanında daha genç, güncel yığışımı karakterize ediyor olan bir ikinci yelpaze yığışımı gelişimi söz konusudur). Yalakdere'ce taşınan alüvyon dolgusu Körfez'in Dil Burnu ile Dil İskelesi (Kababurun) arasında önemsenir ölçüde daralmasını nedenler. Diğer alüvyon-yelpazesi Çatal Burnu'dur ve ilki ne göre daha batıda konumlanır. Güney kıyı-kuşağı, özellikle Karamürsel dolaylarında ileri derecede diklik sergiler. Bu kayalık kıyı-çizgisi doğu uç yönünde bir eğim azalımı gösterir. Karamürsel'den Gölcük'e değin doruk dizileri kıyıya 3 km uzaklıkta konumlanır, yamaçlar diktir, kıyı-ovası iyi gelişmemiştir ve aşınma egemen süreçtir. Yersel olarak, deniz düzeyinden en çok 100 m'ye erişiyor olan kayalık kıyılar/falezler gözlenir.

Körfez ile Sapanca Gölü arası alan ise daha doğudaki bir kıyı-ovasının uzanım alanıdır.

YÖNTEM

Denizdeki uygulamalarda (MTA Sismik-1) sismik enerji kaynağı olarak "sparker" kullanılmıştır. Yüksek çözümüme eldesi açısından sismik enerji, taban derinliklerine bağlı olarak, 100-1000 joule değerleri arasında uygulanmıştır. Sismik kayıtlayıcılar olarak 20 hidrofoni ve 20 m uzunluklu bir "streamer" (Texas Instruments ürünü) işlevsel kılınmıştır. Yansıma dalgaları "Del Norte Amplifier" ile güçlendirilmiş ve "EPC 4100" ile kayıtlanmıştır. Uygulama aşamasında "sparker" ve "streamer" birbirlerinden 8 m, gemiden ise 20 m uzakta konumlandırılmıştır. Atış aralığı için sadece bir saniye ve düşey ölçek için ise 500 milisaniye seçilmiştir. Ancak kesitlerin bir bölümünde, çözümlemeyi artırma doğrultusunda, düşey ölçek 250 milisaniye değerine çekilmiştir. Denizdeki konumlanma koordinattan "Trisponder" sistemi ile düzenlenmiştir (Özhan, 1986).

Körfez Batimetri Haritası (Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Daire Başkanlığı haritalarından oluşturulmuş) ve sismik kesitlerden elde edilen data sayısallaştırıcıda (QDigit 206 programı ile) birlikte işlenmiş ve tüm veriler Winsurf'e aktarılarak gridleme süreci boyunca işlen-

miştir. Sonuçta Körfez Batimetri Haritası, Körfez Panoramik Görünümü, Plio-Kuaterner Örtü Kalınlık Değişimi üretilebilmiştir. Gridlerin kesişme noktalarındaki derinlik değerleri bağlamında, (enlemler ve boylamlar boyunca) çökel yayılımını sergiliyor olan kesitlerin üretilmesinde "Winsurf" ve "CorelDraw" uygulanmıştır. İzopak Haritası'nı elde yönünde genç çökel örtüsü yüzey ve taban derinlik değerleri birlikte işlenmiştir.

JEOLojİ

Körfez'i çevreleyen alanın jeolojisi üç bölüme bölünerek özetlenebilir.

Kuzeyde Kocaeli Yardıması: Ordovisien'den Erken Vizeen'e yaş konağını veren en yaşlı kayalar transgresif bir seri olarak çökeltiştir ve ardılığın en üst bölümü ise regressif koşulları yansıtar (Seymen, 1995). Bu ardılığı kesen Sancaktepe Graniti'nin kristallenme yaşı Geç Permien başlangıcı olarak bulgulanmıştır (Çiz. 1b).

Mesozoik birimlerine gelince; Trias, tabandan tavana sırası ile Ballıkaya, Eskişehir, Tepecik, Köytepe formasyonları adları verilen ve karasal kırınılıları, transgresif karbonatlar, türbiditik ve regressif (fliş) çökelleri içeren bir istifçe karakterize edilir. Ballıkaya Formasyonu Paleozoik yaşlı birimler üzerinde açıl uyumsuzluk ile konumlanır. Ardılığın yaşı Skytien (en erken Trias)'den Karnien'e (Orta Geç Trias) değin uzanır.

Jura kayaları gözlenemez. (Bunları) örtüleyen birimler Geç Kretase, Paleosen ve Eosen yaşlıdır, transgresif aşmalıdır ve bu olgu tüm istifin çökeli mi boyunca sözkonusudur. Kampanien (Geç Kretase) yaşlı Tavşanlı Formasyonu çakıtaşı ve kireçtaşı üyelerini içerir. Maastrichtien-Tanesien yaş aralığında çökeltilmiş olan Diliskelesi Formasyonu neritik ve pelajik ortamlarda yığıştırılmış olan bir biomikrit-marn-çamurtaşı ardılığını imler. Volkanik aktivite Turonien'de gelişmiştir. Tüm bu örtü istifin en üst bölümü Korucu Formasyonu'dur, Paleosen yaş dilimini verir ve bir türbiditik kumtaşı-marn-şeyl-tüfit siklik ardılığıdır.

En genç çökel birimleri olarak; Pliosen çökelleri, Plio-Kuaterner yığışimleri (bir acı su-denizel fasiyes derecelenmesini karakterize ediyor olan), ve alüvyon-yelpazeleri, delta istifleri ve alüvyon bulgulanmıştır.

Güneyde Armutlu Yardıması: Taban kayalar metasedimentlerden, mermerlerden, metamorfitten ve bu birimleri kesen granit/mikrogranitten oluşur. Granitik sokulum için Permien-öncesi yaş bulgulanmıştır. Bir diğer deyişle, Pamukova Metamorfitten taban bölümü için Prekambrien ölçüsünde erken, üst bölümü için ise Erken Paleozoik yaş saptanmıştır (Seymen, 1995; Şekil 1c).

İZMİT KÖRFEZİ PLİO-KUATERNER ÇÖKELLERİNİN SİSMİK İRDELENMESİ

Trias evresi kırıntılı çökeli mi ve metamorfitle rce ta nımlanır. Bu evre bir kumtaşı-çamurtaşı ritmik çökeli mince karakterize edilir ve bir akarsu-kıyı ovası çökeli mi özelliklerini yansıtır. Balıkaya Formasyonu altta ko numlu birimleri açısal uyumsuzluk ile örtülediği gibi, Bakacak Formasyonu da bu birimi, aynı biçimde, açısal uyumsuzluk ile örtüler. İznik metamorfite leri, Skyti en'den (en Erken Trias) Erken Kretase'ye de ğin yaş ve rilmiş olan olistostromal ardılıklar içerir.

Kampanien-Maastrichtien yaşlı Bakacak Formasyonu yaşlı kayaçlar üzerinde denizel aşma ile çökelmıştır. Ta banda çakıltaşı-türbiditik kumtaşı, ancak tavan bölü münde ise marn-çamurtaşı ile resmedilen bu birim bir olistostromal karakteristik verir.

Kuzeydeki Korucu Formasyonu ile eş özellikler taşı yor olan İncebel Formasyonu bir fliš fasiyesini ve pirok lastik çökelim ardılığını yansıtar. Birimin çökelim dili mi Geç Paleosen-Lütesyen (Orta Eosen) 'dir. Sarsu Vol kanikleri 'nin püskürmesi ve Fıstıklı Granitoidi'nin so kulumu bu birim ile eş yaş-konağında oluşmuştur.

Neotektonik evredeki çökelim süreçlerine gelince; Sarmasien'de (Geç Orta Miosen) ve Ponsien'de (En Geç Miosen) acı-su ortamı egemen olmuş; buna karşılık Er ken Pliosen dilimi akarsu-göl ortamınca karakterize edilmiştir. Geç Pliosen denizel çökelim ile, ve Holosen ise alüvyon yelpazesi-akarsu-kıyı ovası-kumsal ve delta istifleri çökeli mi ile karakterize edilmiştir. Böylece sıra sı ile, birbirlerinden uyumsuzluklar ile ayrılıyor olan, Kılınç, Yalakdere ve Altınova Formasyonları çö kel(til)miştir.

İzmit ve Sapanca Gölü Arası Bölge: Holosen yaşlı alüviyal yığışmlar ve akarsu oluşukları bulgulanmıştır. Bu yığışmlar altında Pleistosen çökelleri izlenememiş tir. Ancak Sapanca Gölü KB ve G kıyı kuşaklarında göl sel çökeller yüzeyler. Bu birimin Körfez tabanında da yayılı rını sürdürdüğü düşünülür.

Sedimentolojik Karakteristikler:

Körfez'i dolgulayan genç çökellerin Pleistosen-Ho losen yaşlı olduğu düşünölmektedir. Çökeller silt, kil, kum, çakılcık ve çakıl boyutlarında karasal kırıntılılar dan ve daha az ölçüde karbonatlardan oluşmaktadır (Meriç, 1995; Ediger ve Ersin, 1995).

Silt, killi silt ve siltli kil karışımından oluşan çamur genelde Dil Burnu (Yalakdere Konisi) çevresindeki alanlar ile Körfez orta (şelf-içi havza) alanını ve doğu (iç) alanı dolgular ve yığışımı süregiden bir süreçtir.

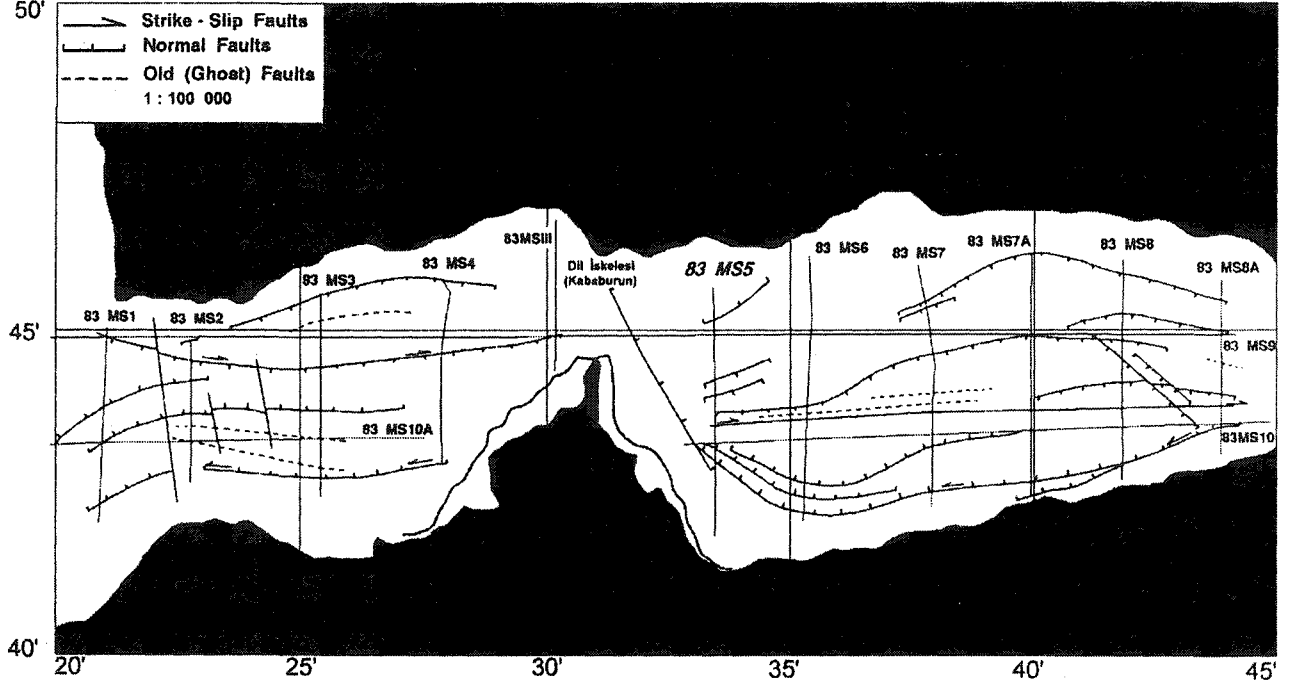
Delta konisini oluşturuyor olan denizel ve karasal kı rıntılılar Körfez güney bölümü kıyı-yakını alanlarında

birbirlerine geçişlidir (Seymen, 1995). Taban kay açların doğu bölümünde Silür-Devon, batı yönde ise kuzeyde Tri as-Geç Kretase, güneyde Geç Kretase-Eosen yaşlı ol dukları düşüncesine varılmıştır. Fay lanmış ve kıvrım lanmış örtü çökelleri varlığı çok genç tektonik aktivite nin varlığı imler.

Pliosen/Pliosen-öncesi volkanik ve kırıntılı kayaçla n uyumsuzlukla örtülenir. Körfez tabanında tane boyu kıyıdan uzaklaştıkça düşer. Kıyı çizgileri boyunca ve 2-3 m su derinliğine de ğin blok-çakılcık-çakıl yığışımı gözlenir. Çökelim alanlarının yay ılımının taşman gereç tane boyuna ve batimetriye ba ğlı olması açısından, kum tane boylu gereç 3-10 m derinlikler arasında yığışmakta iken, silt, kil ve çamur açısından en elverişli çökelim alanları 10-40+ m derinliklerdir. Çamurun yığıştırılmış olduğu alanlarda kaba kumdan çakılcık ve çakıla dek tane boylu gerecin de saçılmış olarak ve/ya da kanal dol gusu türünde bulunması olasıdır. Bir yığışım kuşağında bir ötekine geçişin dereceli ya da parmaklanmak türde olduğu düşünölmür. Bunun dışında, merceksi çökelim bi rimlerinin varlığı da düşünölmür. Zayıfakıntılar ve düşük dalga-enerjisi bağlamında, bu derecelenme özelliği ço ğunlukla kıyı-açıklarında sözkonusudur. Şelf-içi havza nın ya da havzayı-andır düz alanların iç bölümlerinde, durgun koşullar altında çok ince taneli gereç ve çamur yığışmıştır. Dil Burnu (Yalakdere Delta Konisi) ile Dil İskelesi (Kababurun) arasında çakıl ve kum boyutlu ge recin yığıştırılmış olduğu beklenir. Ancak, çakıllar Ko ni'nin yakın doğusu ve yakın batısında giderek azalır öl çüde saçılımlıdır. Doğ u yönde, şelf-içi havzaya doğru çakılcıklı-çakılı çamur, batı yönde ise çakılcıklı-çakılı çamurlu kum çökeltmiştir (Özhan, 1986).

Körfez'de genç çökellerin kalınlığı ve tane-boyu Körfez tabanı ve çevreliyen kara alanlarının yamaç eğimlerine, akıntılarının gücüne ve gereç niceliğine ba ğımlıdır. Bu açıdan, Yalakdere Delta İstifi yoğun taşı nımdan kökenlenen kalın bir istiftir. Çökelim hızları açı sından, Körfez alanında ortalama 21 cm/binyıl, en çok 70 cm/binyıl de ğerleri bulgulanmıştır (Koral ve Eryıl maz, 1995).

Dil Burnu kuzeyinde ve Kababurun güneydoğusunda (29° 30' 12" boylam noktasında), tabandaki bir yerel de rinleşme ile bir denizaltı yelpaze deltasının gelişimi ka lınlıkta bir artış ile sonuçlanır (Şekil 4f). Bu karakteris tik en iyi biçimde Dil Burnu ve Denizaltı Yelpaze Delta sı'ndan geçiyor olan, anılan boylam boyunca alınan ke sitlerde izlenebilir. Kalınlıkta de ğişim bunun ötesinde, 29° 24', 29° 30', 29° 34' ve 29° 42' boylamları boyunca alınmış kesitlerde de gözlenmiştir (Şekil 4e, f, g, h).



Şekil 5. Sismik Profil Hatları Uzunlıklarını ve Çıkarılmış Fayları Açıklar Harita
Figure 5. Map, depicting the Courses of Profile-lines and Concluded Faults

Körfez dış bölümünde güncel çökellerin kalınlığı kuzey kesimde daha fazladır, ancak orta çöküntü havzasında (şelf-ıçı havza alanında) bunun aksi geçerlidir. Bu özellik Şekil 4e, f, g, h ve 6'da izlenebilir. Yanısıra doğu yönde kalınlıkta bir artış da belirtilmelidir (Şekil 4a, b, c, d). Özetle, tüm istifin kalınlığı, orta havzada 50+ ms olmasına karşın, batı bölümünde sadece 10-20 ms'dir. Bu bölümde katmanlar yaklaşık yataydır. Bu, olasılıkla, şelfin batı yönde Çatal Burnu'na doğru, bir deyişle Armutlu (Bozburun) Yarımadası kuzey kıyıları yönünde kamalanıyor oluşunun bir sonucudur (Bayrak, 1997).

Sismik Kesitlerden Bulgular:

Çalışma alanında doğudan batıya, Dil Burnu batısı ile Değirmendere arasında ve kuzey-güney yönlü 83MS2, III, 83MS5, 83MS7, 83MS8 ve 83MS8A sismik kesitleri birlikte işlenmiştir (Şekil 6). Bu anıların dışında, yapısal unsurlar model haritasını üretmede, 83MS1, 83MS3, 83MS4, 83MS6, 83MS7A, 83MS9, 83MS10 ve 83MS10A kesitleri de işleme sürecine alınmıştır (Şekil 5).

Bulgular izlendiği türde özetlenebilir;

- Kesitlerin irdelenmesinden çıkan sonuç, tüm Körfez tabanında Plio-Kuaterner örtü altındaki tüm akustik birimlerin stratigrafik ve litolojik anlamda değişiklik sergilediğidir.

- Kalınlığı 10-50+ ms arasında değişen en genç çö-

kel ardılığı yaşlı birimleri uyumsuzlukla örtüler (Şekil 8a ve b).

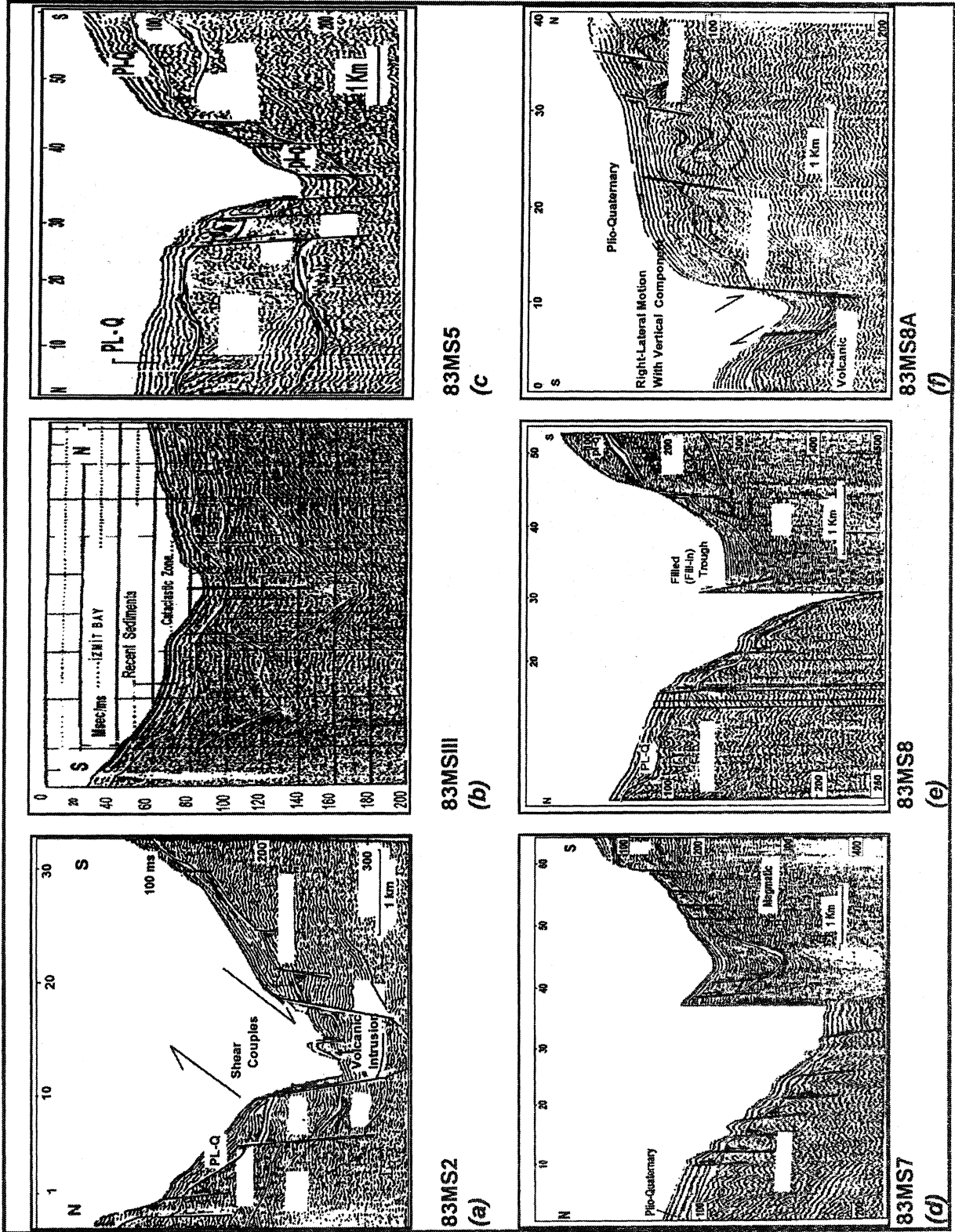
- Körfez alanında çöküntü baskın niteliktedir ve DKD-BGB gidişli doğrultu atımlı faylar aşamalı çökmeyi oluşturur. Buna bir ayrıca, Yalakdere Delta İstifi (Dil Burnu) doğusundaki bir KB-GD gidişli fayın üretmiş olduğu, yerel ve göreceli genç bir buruşmadır (tilting). Sığlık, Marmara Denizi girişi yönünde bir basamaklı faylar ikilisi ile derinleşir. Bunun dışında, Orta Havza'da, bu havzayı doğuda sınırlıyor olan bir ikinci fay-ikilisi bulgulanmıştır (Şekil 7).

- En batıdaki sismik kesit, 83MS1, orta bölümünde, Çınarcık Havzası yönünde bir kanyonun varlığını açıklar (Şekil 3).

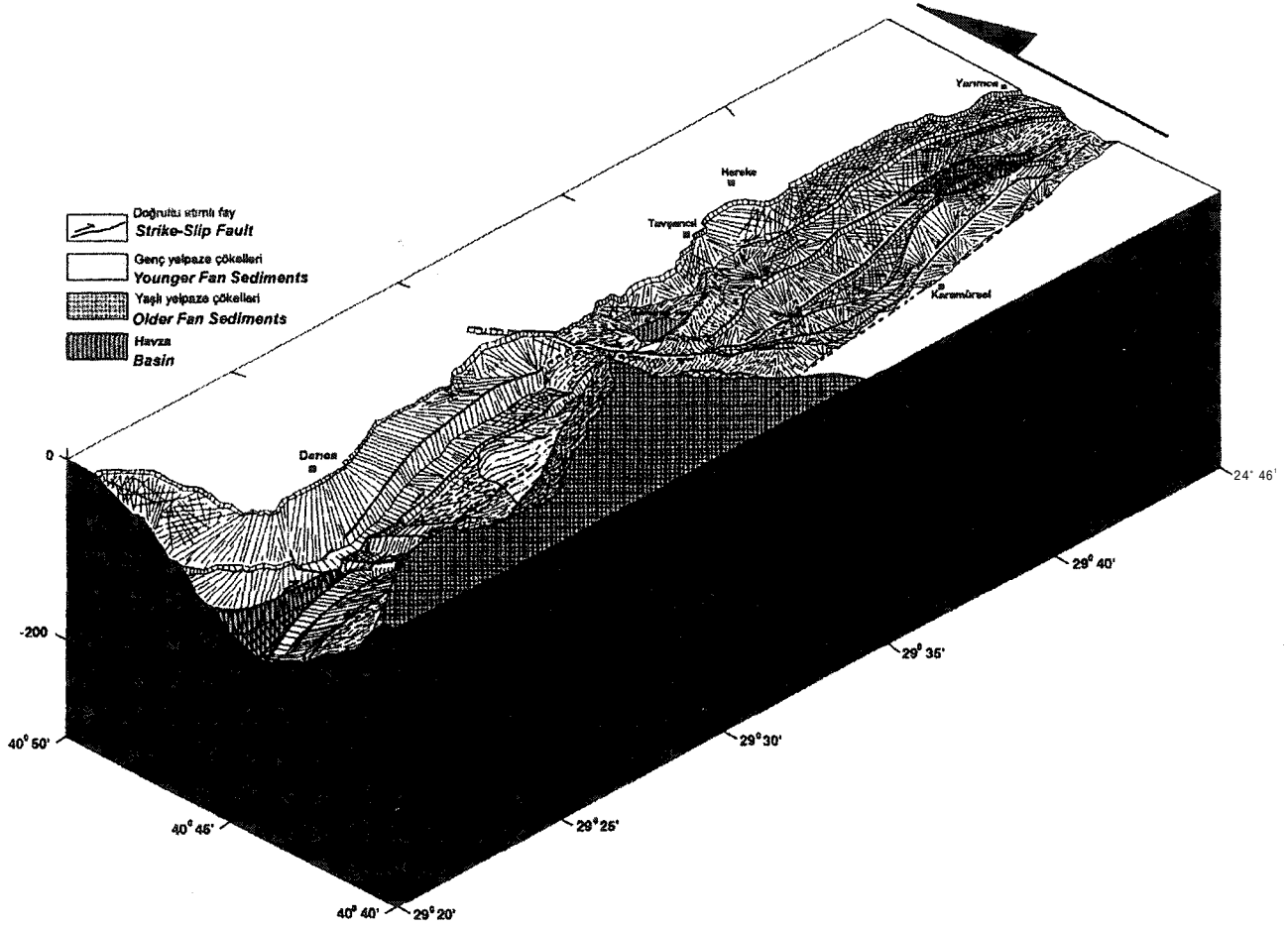
- 83MS2 Kesiti'nde, 10 ve 20 no'lu atış noktaları arasında bir volkanik alan bulgulanmıştır. Özellikle 40 no'lu atış noktasında volkanizmanın ürünü olan yoğun yansımalar kayıtlanmıştır. İntrüzyonun kayıtlandığı bu kuşak olasılıkla Körfez güneyindeki volkanikler (Sarısu volkanitleri) ile eş-yaşlıdır, olası bir sıcak nokta (hot-point) alanıdır ve makaslama, intrüzyon ve düşey hareket süreçlerinin bir bileşimi olarak üretilmiştir (Şekil 6a).

- 83MS1II orta bölümünde, Plio-Kuaterner öncesinde etkin olmuş bir kataklastik kuşak bulgulanmıştır. Bu olgu, olasılıkla, tektonizmadan kökenlenmiş olan yoğun ezilmenin ürünüdür (Şekil 6b).

İZMİT KÖRFEZİ PLİO-KUATERNER ÇÖKELLERİNİN SİSMİK İRDELENMESİ



Şekil 6. İzmit Körfezİnden (Alınmış) Sismik Kesitler
Figure 6. Seismic Profiles from the İzmit Bay



Şekil 7. Körfez Tabanı Yorumlanmış Morfotektoniği (Erendil & Kuşçu & Kato, 1988'den; Bayrak, 1997 ertesi)
 Figure 7. Interpreted Morphotectonics of the Bay Bottom (Originally by Erendil & Kuşçu & Kato, 1988; After Bayrak, 1997)

- 83MS5 karşıt uçlarında, taban kayalar alanında iki değişik yansıma türü sergiler. Kesitin, 40 no'lu atış noktasına değin kuzey bölümü, Dil İskelesi-Hereke çevresi kara alanı gözönüne alındığında, Skytien'den Kampanien'e çökelim evresini tanıtlar. Buna karşıt yönde, güney dilimdeki örtülü kayalar olasılıkla Kampanien-Maastrihtien ve Paleosen-Eosen evrelerinde çökel(til)miştir (Şekil 6c).

- 83MS7'de genç örtü çökelleri yüzeyi, sıkışma süreçlerinden kökenleniyor olan, basamaklanma ve bazı basamakların yukarı yönde itilmiş olmasını gösterir (Şekil 6d). Bu nedenle, Kesit'in kuzey bölümünde yüzey, Karadeniz'in Trakya kıyılarında yanall yönde gelişmiş olduğu gibi (Çağlayan, 1996), yamaç aşağı yönde testere dişi görünümü verir. Bu özellik ise, nasıl ki tüm bölgede doğrultu-atımlı ya da oblik faylarla yanall yönde sözkonusu ise, düşey yönde de geçerli olduğunu düşündürür. Bu olgu 83MS7A kuzey bölümünde de izlenmiştir.

- Kıyı-ardı alanı jeolojisi ile denestirme sonucunda, 83MS8A'nın kuzey bölümündeki taban kayaları karakterize eden dalgalı yansımaların yaşı Paleozoik olarak ve bunları örtüleyen yansımaların ise Trias yaşlı olduğu çıkarılmıştır (Şekil 6f). Güney bölümdeki volkanik birimler olasılıkla güneyde, Armutlu Yarımadası'ndaki Sarısu volkanitleri ile yaşittir ve Lütesyen yaşını düşündürür. Volkanikler dışındaki birimlere ilişkin olduğu düşünülen yansımalar 83MS8'de de bulgulanmıştır (Şekil 6e).

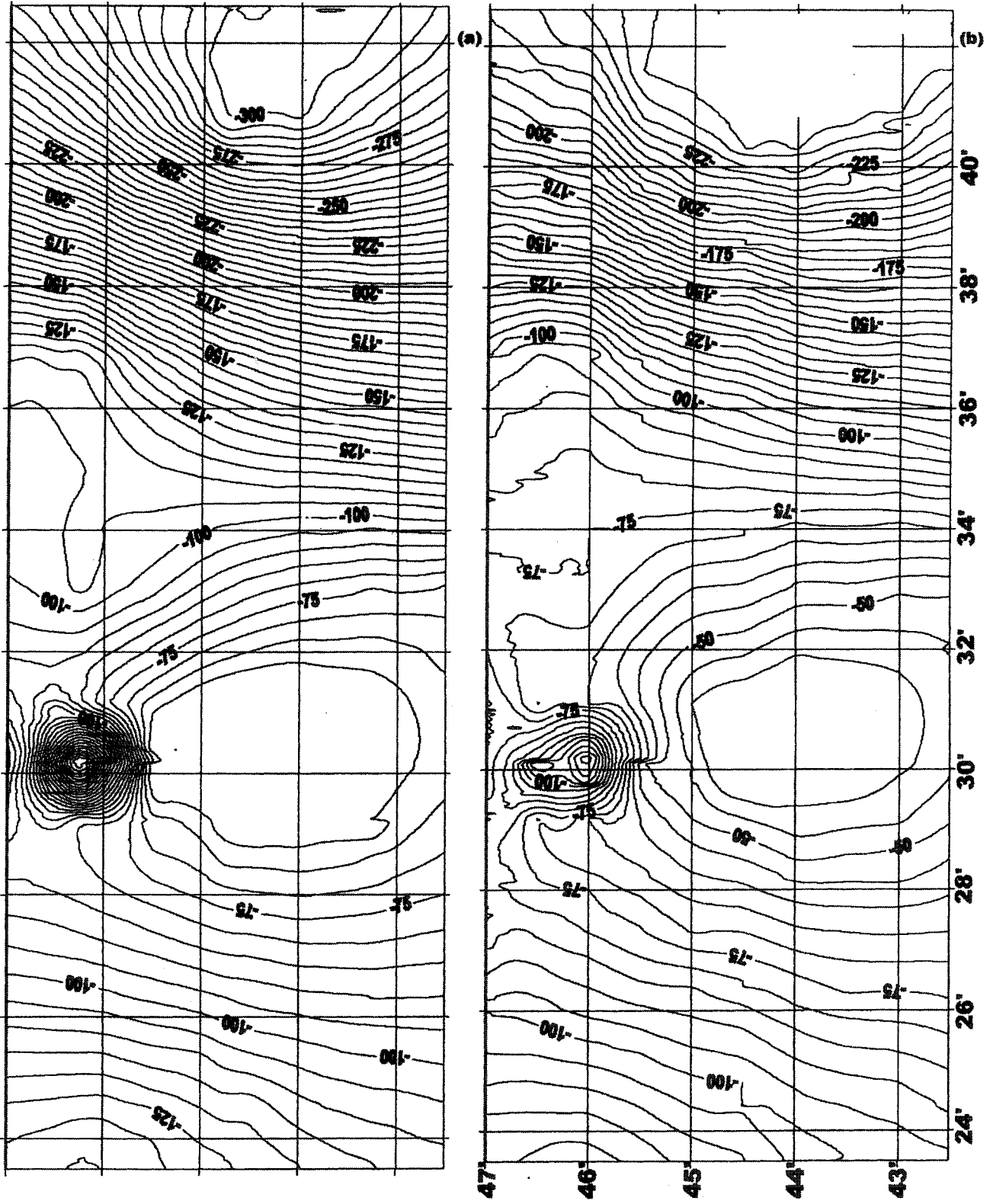
- Sismik veriler en yaşlıdan en genç birimlere değin en azından 3 uyumsuzluk düzleminin varlığını düşündürür.

Tektono-Sedimenter Özellikler:

Körfez'in oluşumu Geç Tersiyer epirojenetik kabuk hareketlerine bağlıdır. Oluşum süreci bir başına irdelenmekten çok, tüm bölge ile eş zamanlı bir gelişim olarak değerlendirilmelidir.

Avrasya ve Karadeniz plakaları ile Kuzey Ege ve Kuzeybatı Anadolu arası ilişkiler, blokların düşey-olma-

İZMİT KÖRFEZİ PLİO-KUATERNER ÇÖKELLERİNİN SİSMİK İRDELENMESİ



Şekil 8. Körfez-içi genç örtü
a- Taban ve
b- Yüzey Eşderinlik Eğrileri Haritası (ms)

Figure 8. Depth Contour Maps of
a- Bottom and
b- Surface of the Young Cover in The-Bay (in ms)

yan fay kuşaklarmca üretilmiş dönüşünün sonucu olan deformasyon-zonu modellemesi ile açıklanabilir. Bu modelleme gerek yanal hareketleri ve gerekse genişleme rejimini açıklayacak ve Fay-kuşağı boyunca gereç taşınımı mekanizmasını gerekseyecektir.

Bölgede neotektonik evre aktivitesi erken Miosen'de, Neo-Tetis Okyanusu'nun güneydoğu Anadolu'daki son kolunun kapamının bir sonucu olarak başlamıştır. Marmara Denizi ve Körfez'in biçimlenmiş olduğu alanın konumlandığı İnter-Pontid kenet kuşağı olasılıkla erken Eosen'de oluşmuş ve izleyen yükselme ve aşınma süreçleri bu çöküntü alanlarını üretmiştir. Plaka hareketlerinin, bir öteki deyişle Afrika'nın kuzeye doğru Avrasya yönündeki hareketinin sonucu olarak, kaçma ve/ya da genişleme tektonik rejimi Orta ya da Geç Miosen'de biçimlenmiştir (Okay, 1997). Bu sav için ipucu kuzey ve güney hinterlandlarda Eosen fliş-fasiyesinin varlığıdır. Bu harekete bağli olarak KAF, tüm alanda eski (hayalet) çizgisellikleri izleyerek, değişik boyutlarda, çok sayıda ve doğu-batı ya da kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı havzalar ile birlikte aktif olmuştur/gelişmiştir. Yaygınlıkla kabul gören düşünüş, KAF Zonu'nun sıkışma rejimi altında biçimlenmiş olduğudur. Eski yapılar bir yırtılma olgusu ile ayrılaşmış ve böylece, tüm grabenler oluşmuştur. Körfez de bu graben alanlarından biridir ve doğu-batı uzanımıdır. Grabenlerin oluşumunu kökenliyen unsur olarak, özellikle düşey atım bileşeni etkin olmuştur. Körfez'in sonraki gelişimi ise KAF'ın Orta/Geç Miosen ile günümüz arası aktivasyonlarınca belirlenmiştir. Anadolu Bloğu'nun KAF boyunca batı yönde kayması, Ege alanında kuzey-güney yönde genişlemeyi nedenliyen olan yığışım için asıl etken alınabilir (Wong vd. 1995; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

Geç Miosen evresindeki ve Miosen-ertesi dilimlerdeki deniz yayılımı ve çekilmeleri aktüel morfolojiyi büyük ölçüde etkilemiştir. Kuaterner'de Körfez, buzlaşmalara ve buzlaşmalar-arası evrelere bağli olarak, tekrarlanan akarsu süreçleri etkisinde kalmıştır (Görür vd., 1997).

Marmara Denizi'ne erişme öncesinde Fay üç kola ayrılır. Kuzey kol Körfez'i aşar, Marmara Denizi kuzey bölümü altında uzanır ve Saros Körfezi'ni güneyde sınırlayıp, Kuzey Ege Teknesi'ne değin ilerler. Ortadaki kol İznik Gölü-Gemlik Körfezi-B andırma çizgiselliğini karakterize eder ve Biga Yarımadası içlerine değin uzanır. Güney kolun izleri ise Edremit Körfezi ve Ege Denizi'nde izlenebilir.

Bu anlamda Körfez, KAF kuzey kolu boyunca oluşmuş bu yapılar için bir uç-alan olarak karakteristiktir ve

bu, Körfez alanı oluşum sürecindeki yapısal süreçler etkinliğini tanıtlar (Ambraseys, 1970; Kato, 1988; Tsukuda vd., 1988; Barka, 1998; Wong vd., 1995). Körfez alanının bir çöküntü alanı olduğunun resmini çizen bir öteki kanıt ise kıyı ve kıyı-yakını kuşaklarında Plio-Kuaterner yığışımının deniz yönünde asılı niteliğidir. Bu, KAF'ın güncelde de aktif olduğunu kanıtlar (Özhan, 1986).

Sismik kesitler Körfez'de çökelim ve tektonik aktivitenin eş-zamanlı geliştiğini ve aktif tektonizmanın çökeli mi denetlediğini düşündürür. Kesitlerden-bulgulanmış olan-bir öteki özellik ise Dil Burnu ile Tavşancıl arasında bir eşik alanı varlığı ve bu yükseltilmiş alanın Körfez ile Marmara Denizi arasındaki doğu-batı gidişli çizgiselliklerin izlenmesinde bir süreksizlik ürettiğidir. Batimetri Haritası irdelendiğinde, Körfez orta bölümünde 150-200 m'ye ulaşan su derinliğinin Dil Burnu açıklarında 50 m'ye dek düştüğü gözlenir. Eşik batısında su derinliği-Marmara Denizi yönünde-yeniden artar. Bu açıdan, doğu-batı gidişli ana çizgisellikleri kesen kuzeybatı-güneydoğu yönelimli normal fayların bu yükselme-yi oluşturduğu düşüncesi doğar.

Körfez'deki ana çizgisellikleri sergiliyor olan Harita bu yapısal unsurların bir bölümünün güncelde de aktif olduğunu ve tabanda deformasyonlar ürettiğini açıklar. Harita, sismik kesitlerin yorumlanması süreci sonunda türetilmiştir. KAF Zonu ile ilintili olması bağlamında, bu yapısal unsurların sistemin su-altı bileşenleri ya da uzanımları olduğu düşünülür. Kesitlerden izlendiği yönde, bu çizgiselliklerin bir bölümü aktiftir ve genç çökeliler yüzeyine dek erişir; bir bölümü ise genç çökelleri etkilememiştir. Genç örtüyü etkileyen ve deniz tabanına erişen faylar olasılıkla normal bileşen de içeriyor olan doğrultu-atımlı faylardır (Şekil 5, 6 ve 7).

Körfez'de görel i sığ doğu graben alanı doğu uçtaki alüvyon ovasından Derince'ye değin yayılır. Bir ikinci çöküntü alanı Değirmendere batısından Dil Burnu'na değin, üçüncüsü ise Dil Burnu batısından Marmara Denizi'ndeki doğu graben sistemini oluşturacak yönde uzanır. Blokların kuzey ve güney kenarları, basamaklı-örnekte gelişmiş ve düşey bileşen içeriyor olan doğrultu-atımlı faylarla birbirine paralel sınırlandırılmıştır.

Faylardan biri doğuda İzmit yakınlarında başlar, Marmara Denizi yönünde DKD-BGB yönünü izler ve Körfez güney kıyısını sınırlar. Karamürsel çevresinde basamaklanıyor olan bu fay düşey bileşen de içeren bir yanal harekettir ve "Karamürsel Fayı" adı ile bilinir (Şekil 1c, 5 ve 7).

Gerçekte, doğrultu-atımlı faylar dönüşerek sonlanır.

İZMİT KÖRFEZİ PLİO-KUATERNER ÇÖKELLERİNİN SİSMİK İRDELENMESİ

Bu, kireçtaşı örneği birimlerin karakteristiğidir. Bu olgu Kocaeli Yarımadası'nda gözlenmiştir. Düşey harekete tepki bağlamında, katmanlar birbiri üstünde kaymıştır (Özhan, 1986).

Atımlanma ve basamaklanma karakteristikleri belirgin olan faylar yersel -şelf içi- havzaların oluşumunu denetlemiştir. Bu faylar, derinlerde bir ana fay düzlemini oluşturacak yönde birleşirler. Bu -ana- fayın yukarı yönde dallara ayrılması, önceden belirtilmiş olduğu gibi bir çiçek yapısı üretir. Horst yapısı, çöken alanlar arasında gelişen sıkışma* sürecinin ürünüdür. Grabenler, horstlar ve dalgalı katmanlar ana ve ikincil fayların aktivasyonundan türemiştir. Bunlar yapının göze çarpan göstergeleridir.

Körfez tabanı güncel morfolojisini aktif faylar etkisinde kazanmıştır (Şekil 7).

SONUÇLAR

Sismik kesitlerin irdelenmesi ile ulaşılmış olan bulgulara gelince;

- Körfez doğusu ve güneyinde üç kola ayrılan KAF, Körfez'i aşarak Marmara Denizi boyunca ilerler. Ana yapısal unsurlar genelde DKD-BGB yönlüdür ve bunların bir bölümü genç örtü yüzeyine ulaşan etkiyi sergiler. Ardakalanlar ise, aktivasyonlarını değişik dönemlerde yitirmiş olan KAF kollarıdır. Doğrultu-atımlı fayların düşey bileşenler de içerdiği bulgusunu belirtmek gerekir (Şekil 5).

- KB-GD yönlenmesine yaklaşık paralel iki normal fay gruplanmasızdır. Bunların ilki Marmara Denizi kavisinde, ikincisi ise Değirmendere açıklarında konumlanır. Bu faylar basamaklanma niteliği sergilerler (Şekil 5).

- Körfez orta bölümü D-B uzanımlı bir graben görmü verir. Ana yapısal unsurlarca güney ve kuzey kıyılardaki makaslama gözönüne alındığında, Körfez'in doğrultu-atımlı fayların ve bunlara oblik uzanımlı normal fayların aktivasyonu etkisinde biçimlenmiş olduğu belirtilebilir. Sistem yukarı-yönde-kilitlenen (locking-up) örnektedir. Bu nokta dikkate alındığında, Marmara Denizi 'nde gelişmiş olan çöküntü alanlarının da yukarı-yönde-kilitlenme mekanizması sonucunda oluşmuş olduğu belirtilmelidir (Neugebauer, 1995).

- Sismik bulgular litoloji çeşitliliğini ve değişik litolojilerin, tektonik bloklanmalar sonucu karmaşık ve düzensiz yayımlı olduklarını açıklar. Açık ki, bu ölçüde ileri bir karmaşıklık üretme de Orta ya da Geç Miosen'de başlamış olan ve güncelde de süregelen aktif yanal hareketler etkili olmuştur. Kesitler tektonik aktivitenin çökeli mi denetlediğini açığa vurur.

- Dil Burnu doğusunda KKB-GGD uzanımlı, doğu

yönde yamaçlanan bir düşey bileşen de içeriyor olan ve Körfez orta bölümünü doğuda sınırlıyor olan faylara paralel uzanımlı fay bu alanda bir yükselmeyi ve batı yönde gelişen bir tilting olgusunu üreten yapısal unsurdur (Şekil 5 ve 7). Bu açıdan, Dil Burnu doğu bölümünde batıdakilere göre daha yüksek eğim değerleri bulgulanmıştır. Bunun sonucunda, genç çökeller şelf-içi havza (Körfez orta bölümü) yönünde daha derinde konumlanır.

- Bu yapısal unsur Dil Burnu kuzeyinde ve Dil İskelesi (Kababurun) açıklarında bir su-altı yelpaze deltası ve yersel bir şelf-içi çöküntü havzası üretmiştir. Bu olgu Plio-Kuaterner örtüdeki kalınlık artışı ile karakteristiktir. Bu çöküntü alanı, Körfez'i sınırlıyor olan kuzeydeki yükselmiş blok içinde konumlanır.

- Anılan bu denizaltı yelpaze deltasını doğuda sınırlıyor olan yapısal unsur ters fay niteliğindedir ve bu nedenle Dil Burnu'ndaki tilting olgusuna dik gelişimli bir yersel tilting üretir. Bu fayın alnacı KB yönüne bakar (Şekil 5 ve 7).

- Deniz tabanına ulaşmayan ve doğu-batı uzanımlı eski/hayalet faylar saptanmıştır. Tüm bu yapısal unsurların varlığı, Körfez alanında, yapısal unsurların birbirlerini kestiği karmaşık bir tektonik rejimin geçerli olduğunu vurgular. Belirtilmesi gerekli bir nokta da yaklaşık KB-GD uzanımlı olan fayların en genç faylar olduğu ve basamaklanma örnekli olduklarıdır.

- Yaklaşık KB-GD uzanımlı olan faylar en genç olanlardır ve basamaklanmalı bir dizilim sergilerler. Bunlardan çok daha yaşlı ve D-B gidişil olan faylar ise graben oluşumunu denetlemişlerdir (Şekil 5 ve 7).

- Yalakdere Yığılma Konisi (Dil Burnu) güneydeki Yalakdere Irmağı'nca, Pleistosen-öncesi/Geç Pleistosen ya da Pleistosen ertesi dönemden günümüze yığılmaktadır (Ediger ve Ergin, 1995; Özhan, 1986). Dil Burnu yakın batısı alanında da daha genç bir yelpaze oluşu gelişmekte, bu yığılma tilting alanında ilerlemekte ve bir örtü yelpazesini tanıtılmaktadır (Şekil 8).

- İstif çakıl, çakılcık, kum, silt, çamur ve daha az ölçüde de karbonatlardan oluşmuştur.

- Körfez'in boğumlanan iç bölümü oluşturması yönü ile, Gölcük-Tütünciftlik arasındaki dizilenmeden İzmit'e değin uzanan Körfez iç bölümünün bir göle dönüşmesi olasıdır. Bu alanın önce anaerobik koşullara ve ardından bir bataklıkla dönüşerek, sonuçta kurumuş ve dolgulanmış bir göle derecelenmesi beklenir. Bu görüşe varmada Körfez iç bölümündeki su derinliği ve genç çökel örtüsünün kalınlığı baz alınmıştır. Bu görüşün kökenindeki etken ise Körfez ve Sapanca Gölü'nün olasılıkla tek bir grabenin bölümleri olduğudur.

- Körfez alanında Plio-Kuaterner istifi kuzeyde güne göre, ve eş-yönde Dil Burnu doğusunda batı kanada göre daha yoğun bir kalınlık artışı sergiler.

- Gölcük-Değirmendere açıklarında konumlu olan basamaklanmamış ikili, "hayalet faylar"ın yeniden aktifleşmesini izliyor olan, KAF'm dönme hareketine bağlıdır. Bu yaşlı faylar Trakya Havzası'nın devamını resmeder. Bu açıdan, Trakya Havzası ve Körfez doğusundaki KAF Kuşağı Bölümü ile korele edildiğinde, çalışma alanı baklava-dilimi (romboidal) bloklanmayı tanıtlar ve, bunun sonucu olarak, bir yukarı-yönde kilitlenen havza özelliği çıkarılabilir. Bu tür bir modelleme Abant çevresi için de açıklanmıştır (Neugebauer, 1995).

- Yüzeğe doğru çatallarıma eğilimindeki faylar 83MS5 ve 83MS7 sismik kesitlerinde gözlenir (Şekil 6c ve d). Bu fay kollan özünde listriktir. Bu açıdan, Plio-Kuaterner istifinin yukarı-yönde-tilmiş ve çöktürülmüş bölümleri için çiçek yapısı önerilmiştir (Özhan, 1986). Yukarı-yönde-tilmiş ya da yersel olarak tilitlenmiş alanlar pozitif çiçek yapısının, çök(türül)müş alanlar ise negatif çiçek yapısının göstergeleridir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, kendilerine veri-işlemede yardımcı olan MTA Jeoloji Dairesi, Jeofizik Dairesi, Enerji Hammaddeleri Dairesi ve Maden Etüd Dairesi jeologlarına içten teşekkürü borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambraseys, N.N., 1970; Some Characteristic Features of The North Anatolian Fault Zone: Tectonophysics: 9, 2, 143-65
- Barka, A. ve Kadinsky-Cade, K., 1988; Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and its influence on Earthquake Activity; Tectonics: 7, 3,663-84.
- Barka, A., 1988; Neotectonics of the Marmara region; Manuscript (In Press).
- Bayrak, D., 1997; The Sea of Marmara, the Gulf of Saros, the İzmit Bay, the Dardanelles and the Bosphorus: Preliminary Report-Bathymetry MTA, Ankara, 10 ps. (yayınlanmamış).
- Çağlayan, M.A., 1996; Istranca Masifi'nin Mesozoik-Alt Tersiyer'deki Evrimi ve Trakya Havzası'nın gelişimindeki yeri. TPJD Bülteni 8,1, 82-93.
- Ediger, V. ve Ergin, M., 1995, İzmit Körfezi Kuvaterner istifinin Sedimentolojisi. (İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi, Meriç, E. içinde), 246-7.

- Emre, Ö., Erkal, T., Kazancı, N., Kuşçu, İ. ve Keçer, M., 1997; Morphotectonics of the Southern Marmara Region during the Neogene and Quaternary; Proceedings of Colloquium on the Geology of Northern Aegean, The Sea of Marmara and surrounding regions, 12-7.
- Erendil, M., Kuşçu, İ. ve Kato, H., 1988; Report of Int Res and Development Coop; ITIT Project: 8513, 64.
- Görür, N., Çağatay, N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C. ve Tchepalyga, A., 1997, Tertiary-Quaternary fluctuations in the sea-level of the Mediterranean, Sea of Marmara and the Black Sea; Proceedings of Colloquium on the Geology of Northern Aegean, the sea of Marmara and surrounding regions: 23-6.
- Kato, H., 1988; Some remarks on Geologic and Tectonic features of the Western part of the NAF, NW Turkey; Report of Int Res and Development Coop ve ITIT Project No: 8513,1-16.
- Koral, H., Eryılmaz.M., 1995, İzmit Körfezi'nin Tektoniği (İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi; Meriç, E., içinde) 277-83.
- Meriç, E., 1995; İzmit Körfezi -Hersek Burnu-Kababurun Arası- Kuaterner Dip Tortul istifinin Stratigrafisi ve Ortamsal özellikleri, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 10: 47.
- Neugebauer, J., 1995; Structures and Kinematics of the North Anatolian Fault Zone, Adapazarı-Bolu region, NW Turkey: Tectonophysics: 243: 119-34.
- Okay, A.İ., 1997; Tectonic framework of the Marmara Sea and surrounding regions; Proceedings of Colloquium on the Geology of Northern Aegean, the Sea of Marmara and surrounding regions: 1-6.
- Özhan, G., 1986; Le prolongement et L'influence Tectonique de la zone de Faille Nord Anatolienne dans la Baie d'İzmit: Rapp. Comm. Int. Mer Medit.: 30: 2.
- Seyir, Hidrografi, Oşinografi Daire Başkanlığı, 1966; İzmit Körfezi Batimetri Haritası, No: 291 ve 2915.
- Seymen, İ., 1995, İzmit Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi (İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi; Meriç, E., içinde) 1-22.
- Tsukuda, E., Herece, E. ve Kuşçu, İ., 1988; Some geological Evidences on activity of the Western North Anatolian Fault-Geyve, İznik, Gemlik area; Report of Int Res and Development Coop; ITIT Project No: 8513: 69-84.
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uludağ, A. ve Görür, N., 1995; The Sea of Marmara: A Plate Boundary Sea in an Escape Tectonic Regime: Tectonophysics: 244: 231-50.

Makalenin geliş tarihi: 10.05.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 31.07.1998

Received May 10, 1997

Accepted July 31, 1998



Ardiyatik platformu ve Torid platformu'nda bentik foraminiferlerle K/T geçişinin karşılaştırılması*

The correlation of KIT transition with benthic foraminifera in the Adriatic platform and Taurid platform

Mehmet AKYAZI Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas
Nazire ÖZGEN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas
Nurdan İNAN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140, Sivas

Öz

Alpin kuşağının Adriyatik Platformu'nda Maastrichtiyen; *Rhapydionina liburnica* (Stache), *Fleuryana adriatica* De Castro, *Cuneolina cylindrica* Henson ve *Cuneolina ketini* İnan bentik foraminiferlerini içeren rudistli kireçtaşlarıyla temsil edilip, sınırlı lagün ortamını gösterirken; aynı kuşağın Torid Platformu'nda Maastrichtiyen, pelajik ortamların dışında, genellikle *Orbitoides medius* d'Archiac, *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Cideinasozerii* (Sirel), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Loftusia anatolica* Meriç, *Loftusia minor* Cox, *Loftusia harrisoni* Cox, bentik foraminiferlerini içeren rudistli kireçtaşlarıyla temsil edilip, reefal ortamı işaret eder. Torid Platformu'nun, Adriyatik Platformu Maastrichtiyen bentik faunası ile benzeştiği yüzlekleri; Akdağ (Antalya), Hadim, Seydişehir (Konya), Saimbeyli, Kozan ve Pozantı (Adana) yörelerinde mevcuttur.

Adriyatik Platformu'nda K/T geçişi; genellikle, breşik bir seviye ile belirgin olup, benzer seviye Torid'lerin bazı bölgelerinde de görülür. Ancak, Torid Platformu'nda geçiş, genellikle, dolomitik kireçtaşı seviyeleriyle temsil edilir. Her iki durumda, K/T geçişinde kısa süreli su üstü olma dönemini işaret eder. K/T geçişinden sonra, her iki platformda da bentik faunanın sayı ve çeşitlilik bakımından fakirleşmesi dikkat çekicidir.

Adriyatik Platformu'nda Daniyen, *Protelphidium* sp., *Pseudonummoloculina* sp., *Hellenalveolina* sp. ve miliolidleri içeren kireçtaşlarıyla temsil edilirken, Torid Platformu'nda bu formların yerini *Anomalina* sp., *Mississippina* sp., *Eponides* sp. ve ilkel rotaloidal formlar almıştır. Her iki platformda da Daniyen, miliolidlerin egemen olduğu küçük benliklerle temsil edilmekte olup, bu fauna düşük enerji koşullarının hüküm sürdüğü lit oral lagüner ortamlardaki körfez ve havuzları gösterir.

Anahtar Kelimeler: Adriyatik Platformu, Bentik foraminifer, K/T geçişi, Torid Platformu.

Abstract

Maastrichtian is presented with rudistic limestone which contains benthic foraminifera of *Rhapydionina liburnica* (Stache), *Fleuryana adriatica* De Castro, *Cuneolina cylindrica* Henson and *Cuneolina ketini* İnan, and shows limited lagoon environment in the Adriatic Platform of Alpina Belt. On the other side, Maastrichtian excluding pelagic environment, is presented with rudistic limestone that contains benthic foraminifera of *Orbitoides medius* d'Archiac, *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Cideina soezerii* (Sirel), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Loftusia anatolica* Meriç, *Loftusia minor* Cox, *Loftusia harrisoni* Cox and indicates a reefal environment. The outcrops of Taurid Platform which are similar to Maastrichtian aged benthic fauna of Adriatic Platform are present in Akdağ (Antalya), Hadim, Seydişehir (Konya), Saimbeyli, Kozan and Pozantı (Adana) regions.

KIT transition in the Adriatic Platform is generally indicated with a breccia level which is present in the some part of the Taurids. However, transition in Taurid Platform is generally represented by dolomite limestone levels. In both cases, it indicates a short-period term for emerge. After, KIT transition, it is noteworthy that the benthic fauna got poorer in quantity and type in both platform.

Danian is represented by limestone that contain miliolid and *Protelphidium* sp., *Pseudonummoloculina* sp., *Hellenalveolina* sp. in Adriatic Platform. In Taurid Platform however, these forms are replaced by *Anomalina* sp., *Mississippina* sp., *Eponides* sp. and primitive rotaloidal forms. Danian is represented by small benthic in which miliolid dominates in both platform. This fauna points to bays and lagoons in litoral lagoonal environments in which low energy conditions dominated.

Key Words: Adriatic Platform, Benthic foraminifera, KIT transition, Taurid Platform.

* Bu makale 51. Türkiye Jeoloji Kurultayı'nda (TMMOB-Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara) kısmen sunulmuş ve hakemlerin görüşleri doğrultusunda yeniden düzenlenerek kabul edilmiştir.

GİRİŞ

Bu çalışmada, Alpin Kuşağında yer alan Adriyatik ve Torid Platformlarının K/T geçişi, bentik fauna ve fasiyeler gözönüne alınarak karşılaştırılmıştır (Şekil 1A). Bu amaçla, platformların genel bentik fasiyelerini incelemiştir; Adriyatik Platformu'nda, Padriciano kesiti (GB Trieste-KD İtalya) ve Dolenja Vas kesitinde (GB Posojna-GB Slovenya) yapılan örneklemelerle (Şekil 1B, 1C); Torid Platformunda, batıda Yeleme (KB Antalya), ortada Pozantı (Adana) ve doğuda Harabekayış (Elazığ) örneklemeleri incelenmiştir (Şekil 1D, 1E, 1F).

KARŞILAŞTIRMA

Adriyatik Platformu'nda Maastrichtiyen, açık-koyu gri renkli, az yıkanmış biyomikritik ve pelbiyomikritik fasiyelerdeki rudistli kireçtaşları ile temsil edilir. *Rhapydionina liburnica* (Stache), *Fleuryana adriatica* De Castro, *Cuneolina cylindrica* Henson ve *Cuneolina ketini* İnan, *Laffiteina mengaudi* (Astre), (sadece Dolenja Vas kesitinde), *Dargenioella* sp., *Pseudochrysalidina* sp., *Bolivinopsis* sp., *Gyroconulina* sp., *Nummoloculina* sp., *Textulariasp.*, *Miliolidae*, *Ostracoda*, *microcodium* ve kalsisferlerle çok sayıda rudist tür ve cinslerini içeren fasiyeler (Pugliese ve diğ., 1995; Brazzatti ve diğ., 1996; Drobne ve diğ., 1996), sınırlı lagün ortamını (Dolenja Vas kesiti, GB Slovenya, Şekil 1C, Levha I; Şekil 1-6) ya da suptidal lagüner ortamı (Padriciano kesiti, KD İtalya, Şekil 1B, Levha II; Şekil 1-5) karakterize ederler.

Torid Platformu'nda, Maastrichtiyen'in derin denizel ortamın pelajik ürünleriyle temsil edildiği; Fethiye-Kaş-Finike (Colin, 1962), Akdağ-Antalya Tektonik Dilimin bazı lokasyonları (Toker ve diğ., 1993) ve Elbistan (Metin ve diğ., 1990) yüzleklerinin dışındaki bentik fasiyelerinde Maastrichtiyen, tabanda çakıltaşlarıyla başlar, kumtaşı-marn ve rudistli kireçtaşlarıyla devam eder (Şekil 1D-F). *Orbitoides medius* (d' Archiac), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Hellenocyclina beotica* Reichel, *Cideina soezerii* (Sireî), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Smoutina eruyisi* Drooger, *Loftusia anatolica* Meriç, *Loftusia minor* Cox, *Loftusia Harrison* Cox, *Sulcoperculina* sp., *Textularidae* ve *Miliolidae* içeren bu fasiyeler (İnan ve Meriç, 1997; Meriç ve Özçelik, 1984; Özgen ve diğ., 1993; Gürer, 1994) sığ karbonat şelfinin resif gerisini karakterize ederler (Levha III, Şekil 1-3, 5, 7). Torid Platformu'nun, Akdağ-Antalya (Toker ve diğ., 1993), Konya civarında Hadim (Sirel,

1979), Seydişehir (Meriç ve Özçelik, 1984), Adana civarında Saimbeyli (Tutkun, 1984), Kozan (Ayhan, 1988) ve Pozantı (İnan, 1988) yöreleri Maastrichtiyen'i ise, *Rhapydionina liburnica* (Stache), *Fleuryana adriatica* De Castro, *Cuneolina ketini* İnan, *Cuneolinapavonia* D'Orbigny, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Moncharmontia apenninica* (De Castro) içererek (Levha III, Şekil 3), Adriyatik Platformu'yla benzeşir ve sınırlı lagün ortamını işaret eder.

Adriyatik Platformunda K/T geçişi breşik seviyeyle temsil edilir (Pugliese ve diğ., 1995). Çakıları mm-cm boyutunda plastiklastlardan oluşan, matriksi koyu mikrit olan bu seviyede biyoklastlar; Rudist, Gastropod, Paronipora kolonileri ve Discorbid'lerden oluşur (Levha I, Şekil 7; Levha II, Şekil 6). Bu breşlerin intertidal çökeltiler (Dolenec ve diğ., 1995) ya da moloz akıntıları (Hansen ve diğ., 1995) olduğu ileri sürülmüştür. Torid Platformu'nun bazı yüzleklerinde (Yeleme-Antalya, Harabekayış-Elazığ, Şekil 1D, 1F) de breşik seviye K/T geçişini sağlarken, geçişin dolomitik seviye ile temsil edildiği yüzlekleri de (Akseki yöresi-Antalya, Toker ve diğ., 1993 ve Hekimhan yöresi-Malatya, Gürer, 1994) bulunmaktadır.

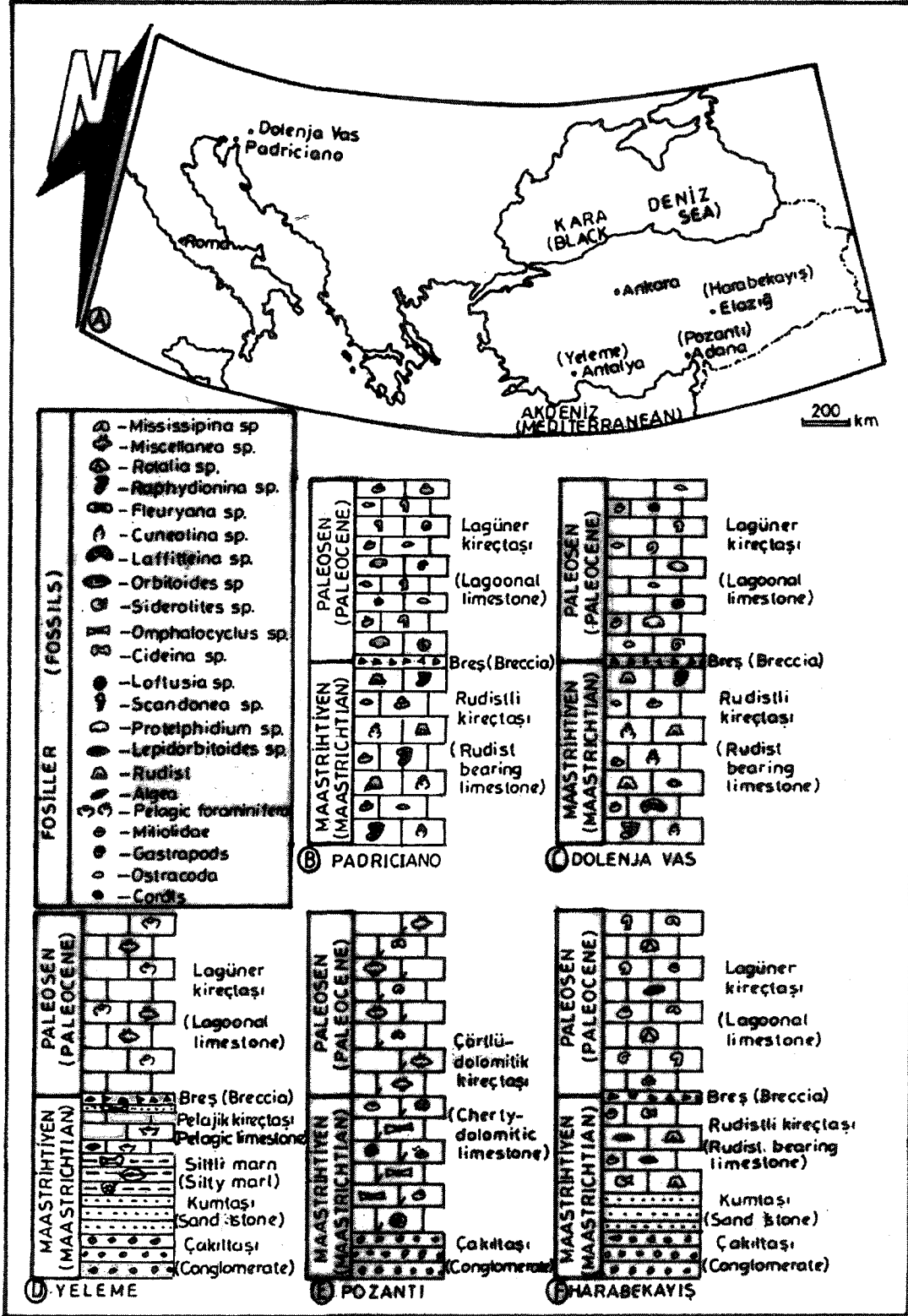
Adriyatik Platformu'nda Daniyen (Levha I, Şekil 8; Levha II, Şekil 7, 8) 3 farklı fasiyes sunar.

- 1- Stromatoidal kireçtaşı fasiyesinde fosil içeriği oldukça az olup; *Protelphidium* sp., miliolidler, discorbidler, gastropod kavkıları, ostracodlar ve paroniporaları içerir.
- 2- Koyu renkli, çamur ya da tane destekli kireçtaşı fasiyesinde, ilkel *Scandonea* sp., miliolidal formlarla dasycladlar çok zayıf bir fosil içeriği sunarlar.
- 3- *Pseudonummoloculina* sp., *Hellenalveolina* sp., *Spirolina* sp., miliolidler, dasycladlar, mercanlar, gastropod kavkı parçaları ve sporomorflar içeren kireçtaşı fasiyesi.

Bu fasiyeler, Padriciano kesitinde (KD İtalya) sınırlı lagün ve açık lagün (Brazzatti ve diğ., 1996); Dolenja Vas (GB Slovenya) kesitinde litoral lagüner ortamda çok düşük enerji koşullarının hüküm sürdüğüne kanıt olarak gösterilmişlerdir (Drobne ve diğ., 1996).

Torid Platformu'nda çakıltaşı ile başlayıp, kumtaşı-kireçtaşı-marn ve olistostromal kayaçlarla temsil olunan Paleosen'de, Daniyen; yaygın olarak, *Anomalina* sp., *Eponides* sp., *Mississippina* sp., *Scandonea* sp., *Textularidae* ve *Miliolidae*, ilkel rotaloidal formların bulunduğu, fosil açısından fakir kireçtaşı seviyeleriyle (Levha III, Şekil 4,6,8) temsil edilir (İnan ve Meriç, 1997; Me-

ADRYATİK PLATFORMU VE TORİD PLATFORMU'NDA BENTİK FORAMİNİFERLER



Şekil 1. Çalışma alanlarının yer buldum haritası ve dikme kesitleri.
Figure 1: The location map and columnar sections of studied areas.

riç ve Özçelik, 1984; İnan, 1988; Toker ve diğ., 1993; Özgenvedig., 1993; Gürer, 1994). Bu fasiyeste miliolidal formların egemen oluşu, ortamın litoral lagüner ortamda sığ körföz ve havuzlan tem?il ettiğini gösterir (Henson, 1950).

SONUÇLAR

1- Adriyatik Platformu'nda Maastrichtiyen; Rhapydionina ve *Cuneolina*' h fasiyeste ve sınırlı lagün ı ortamını temsil ederken, Torid Platformu'nun bentik fasiyelerinde Maastrichtiyen; Orbitoidal formlarla birlikte, iri *Loftu-siartür*lerinin egemen olduğu resifal ortamı gösterir.

Adriyatik-Platformu'yla birlikte Tétis'intümmerkezi bölümü için karakteristik olan (De Castro ve diğ., 1994) *Rhapydionina liburnica* : (Stache) ve *Fleuryana adriatica* De Castro türleriyle; Adriyatik Platformu'nun doğusu ve Akdeniz'le bağlantısını sağlayan *Cuneolina ketini*' İnan ve *Cuneolina cylindrica* • Henson türleri (Drobne ve diğ., 1996) Torid Platformu'nun Akdağ (Antalya), Hadim, Seydişehir (Konya), Saimbeyli, Kozan ve Pozantı (Adana) yüzleklerinde mevcut olup, Maastrichtiyen'in, Adriyatik'le benzeşik sınırlı lagününü temsil ederler.

2- Adriyatik Platformu'nda K/T geçişi breşik seviyelerle sağlanırken, Torid Platformunda geçiş, genellikle dolomitik seviyelerle sağlanır.

3- Adriyatik Platformu ve Torid Platformu'nda Daniyen, fosilce ve fakir ve miliolidlerin hakim olduğu küçük bentiklerle temsil edilmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada, Ekim 1996'da Postojna (Slovenya)'da yapılan "The Role of Impact Processes in the Geological and Biological Evolution of Planet Earth" konulu Uluslararası Workshop'ta Adriyatik Platformu'nu temsil eden kesitlerden örnekleme yapılmıştır. Workshop'a katılmayı sağlayan Dr. Katıca Drobne'ye (ZRC SAZU Paleontoloji Enstitüsü, Ljubljana- Slovenya) maddi katkıda bulunan Slovenya Bilimler Akademisine ve Cumhuriyet Üniversitesi Vakfına çok teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ayhan, A. 1988. Kozan-J21 Paftası: 1/100.000 ölçekli açınma nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi. MTA, Ankara.

Brazzatti, T., Caffau, M., Cozzi, A., Cucchi, F., Drobne, K. ve Pugliese, N., 1996. Padriciano section (Karst of Trieste, Italy): "The Role of Impact Processes in the Geological and Biological Evolution of Planet Earth" Inter-

national Workshop-Postojna96, Abstracts, Ivan Rakovec Inst, of Plaeontology SAZU-Ljubljana, Slovenia, 189-198.

Colin, H.J., 1962. Fethiye-Antalya Kaş Finike (GB Anadolu) bölgesinde; yapılanjeolojik tükütler: MTA Raporu no. 59,19-60.

De Castro, P., Drobne, K. ve Gusic, I. 199S, *Heuryatm adriatica* n.gen.n.sp. (foraminifera) ı from the Uppermost Maastrichtian of the Brae Island (Croatia) and some other localities on the Adriatic carbonate platform: Razprave4razr. SAZU 35,Ljubljana, 129-149,4pls.

Dolenec, T., Cucchi, F., Giacomich, R., Marton, E. ve Ogorelec, B., 1995. Abiotic characteristics of carbonate rocks fromthe K/Tboundary • on the Karst area (isotopes, geochemistry, geochronology and paleomagnetism). *Impact Cratering and Evolution of Planet Earth a Scientific Network of the European Sci. Foundation 4Th. International Workshop, Montanari A. ve Cocconi R. (Eds.), Abstracts and Field Trips, 68-69, Ancona-Italy.*

Drobne, K., Ogorelec, B., Dolenec, T., Marton, E., ve Palinkas, L., 1996. Biota and abiotaatthe K/Tboundary in the Dolenja Vaş sections, Slovenia: "The Role of Impact Processes in the Geological and Biological Evolution of Planet Earth" *International Workshop-Postojna 96, Abstracts, Ivan Rakovec Inst, of Plaeontology SAZU-Ljubljana, Slovenia, 163-182.*

Gürer, Ö.F., 1994. Hekimhan-Hasançelebi yöresinin Üst Kre-tase stratigrafisi ve havza evrimi: Türkiye Jeoloji Bül. 37/2,135-149, Ankara.

Hansen, H.J., Drobne, K. ve Gwozdz, R., 1995. The K/T boundary in Slovenia: dating by magnetic susceptibility, stratigraphy and iridium-anomaly in a debris flow-*Impact Cratering and Evolution of Planet Earth a Scientific Network of the European Sci. Foundation 4Th. International Workshop, Montanari A. & Cocconi R. (Eds.), Abstracts and Field Trips, Ancona-Italy, 84-85.*

Henson, I.R.S., 1950. Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in the Middle East Bull. Am. Ass. Petrol Geol., 34,215-238.

inan, N., 1988. *Cuneolina ketini* (Foraminifere) n.sp. du Maastrichtian d'Anatolie Centrale (Turquie): Rev. de Paleobiologie, v.7, no.2, Geneve, 327-333.

İnan, N. ve Meriç, E. 1997. K/T geçişinde anormal büyümüş *Orbitoides apiculatus* Schlumberger bireyleri: Yerbilimleri (Geosound) Çukurova Üniv. Adana (Baskıda).

Meriç, E ve Özçelik, O., 1984. Yıldızdağ (Seydişehir-Konya) yöresinin jeolojisi. Akdeniz Üniv. Müh. Fak. 3. Mühendislik Haftası, 213-219.

ADRIYATİK PLATFORMU VE TORİD PLATFORMU'NDA BENTİK FORAMİNİFERLER

- Metin, S., Ayhan, A. ve Papak, İ. 1990. Elbistan-İ22 Paftası: 1/100.000. ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi. MTA, Ankara.
- Özgen, N., İnan, N. ve Akyazı, M., 1993. Harabekayış Formasyonunun (Elazığ) Tanımlaması: T. Jeoloji Kurultay Bülteni 8, Ankara, 135-147.
- Pugliese, N., Drobne, K., Barattolo, F., Caffau, M., Galvani, R., Kedves, M., Montenegro, M.E., Pirini-Radrizzani, C., Plenicar, M. ve Tümsek, D., 1995. Micro and Macrofossils from K/T boundary Through Paleocene in the Northern Adriatic Platform: I. Croatian Geological

Congress, 18-21.10.1995, 2, Zagreb, 505-513.

- Sirel, E. 1979. *Rhapydionina liburnica* (Stache), *Rhapydionina malatyaensis* n.sp. türlerinin tanımları ve Rhapydionina Stache cinsi hakkında yeni görüşler: MTA Derç 86,99-104.
- Toker, V., Sonel, N., Akyıldız, T. ve Albayrak, M., 1993. *AV* seki kuzeyi-Üzümdere (Antalya) civarının stratigrafisi Türkiye Jeoloji Bült. 36/2, Ankara, 57-73.
- Tutkun, Z., 1984. Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi C.Ü. Müh.Fak.Derg. 1/1, 31-43.

Makalenin geliş tarihi: 21.02.1998

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 31.07.1998

Received February 21, 1998

Accepted July 31, 1998

LEVHA I

Dolenja Vas Kesiti (GB Slovenya)

Şekil 1, 2: Biyomikrit, Üst Maastrichtiyen.

c- *Cuneolina ketini* İnan, Boyuna kesit.

Şekil 3,4: *Rhapydionina* ı Biyomikrit, Üst Maastrichtiyen.

r- *Rhapydionina liburnica* (Stache), Taban kesiti.

Şekil 5,6: Miliolid'li biyomikrit, Üst Maastrichtiyen.

Şekil 7: Mollusk kavkı kırıklarının hakim olduğu breşik sevi-

Şekil 8: Biyomikrit, Daniyen.

PLATE I

Dolenja Vas Section (SW Slovenia)

Figure 1 & 2: Biomicrite, Upper Maastrichtian.

c- Cuneolina ketini İnan, vertical section.

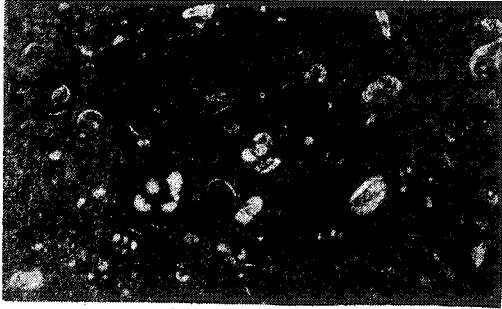
Figure 3,4: Biomicrite with Rhapydionina, Upper Maastrichtian,

r- Rhapydionina liburnica (Stache), Basal section.

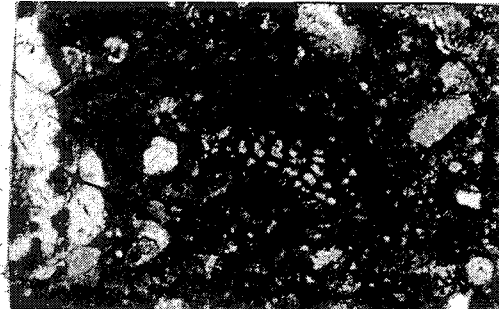
Figure 5,6: Biomicrite with Miliolid, Upper Maastrichtian.

Figure 7: The breccia level with Mollusc fragments, KIT tran-

Figure 8: Biomicrite, Danian.



1



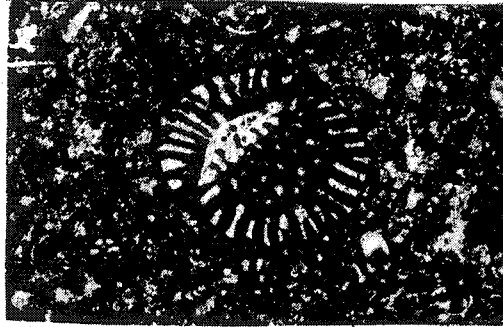
2

c



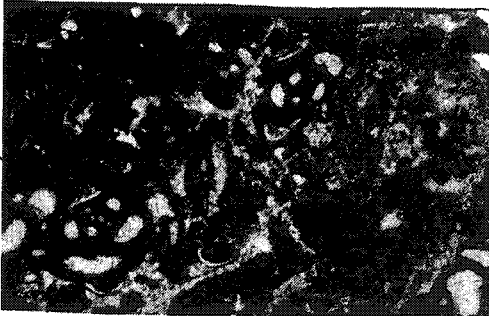
r

3



4

r



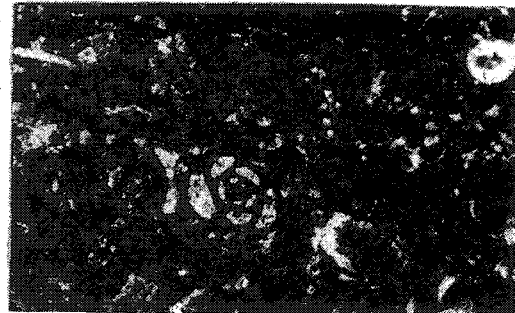
5



6



7



8

0.2mm

LEVHAIİ

Padriciano Kesiti (KD İtalya)

Şekil 1: Microcodium, Üst Maastrichtiyen.

Şekil 2, 3: Fosilli biyomikrit, Üst Maastrichtiyen.

f- *Fleuryana adriatica* De Castro, 2- Ekvatoryal kesit, 3- Eksenel kesit.

Şekil 4, 5: *Rhapydionina*'h biyomikrit, Üst Maastrichtiyen.

r- *Rhapydionina liburnica* (Stache), 4- Taban kesiti, 5- Eksenel kesit.

Şekil 6: breşik seviye, K/T geçişi.

Şekil 7: Fosilli biyomikrit, Daniyen.

p- *Protelphidium* sp., Eksenel kesit.

Şekil 8: Gastropod, Daniyen.

PLATE II

Padriciano Section (NE Italy)

Figure 1: *Microcodium*, Upper Maastrichtian.

Figure 2,3: *Biomicrorite* with fossil, Upper Maastrichtian.

f- *Fleuryana adriatica* De Castro, 2- Equatorial section, 3- Axial section.

Figure 4, 5: *Biomicrorite* with *Rhapydionina*, Upper Maastrichtian.

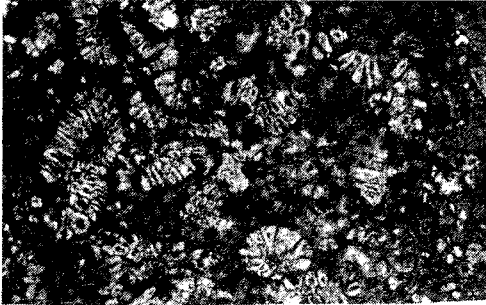
r- *Rhapydionina liburnica* (Stache), 4- Basal section, 5- axial section.

Figure 6: Breccia level, KIT transition.

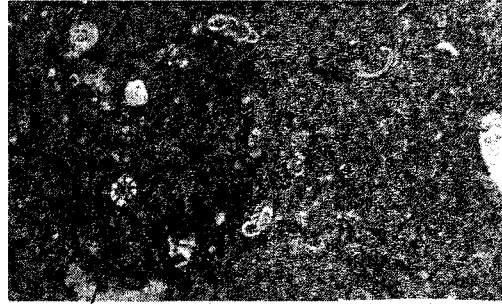
Figure 7: *Biomicrorite* with fossil, Danian.

p- *Protelphidium* sp., Axial section.

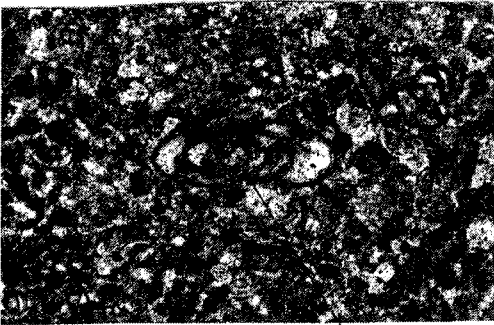
Figure 8: *Gastropod*, Danian.



1

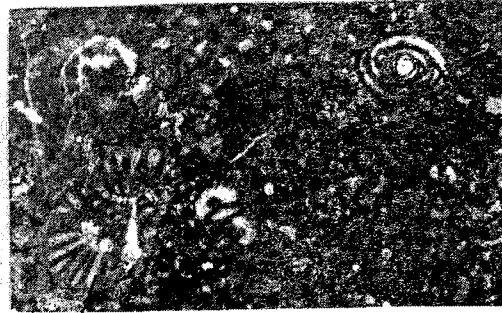


2



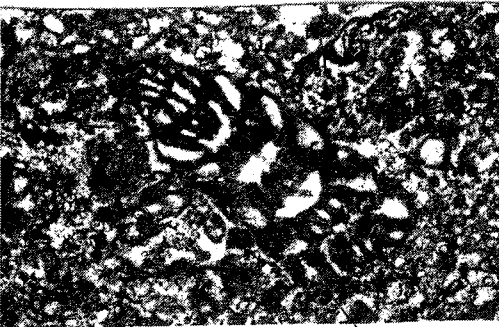
3

f



r

4



5

r

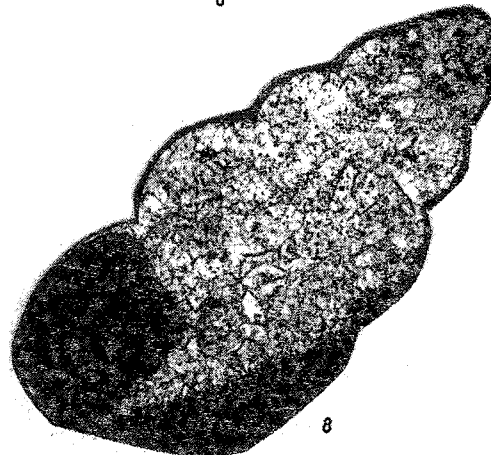


6



7

p



8

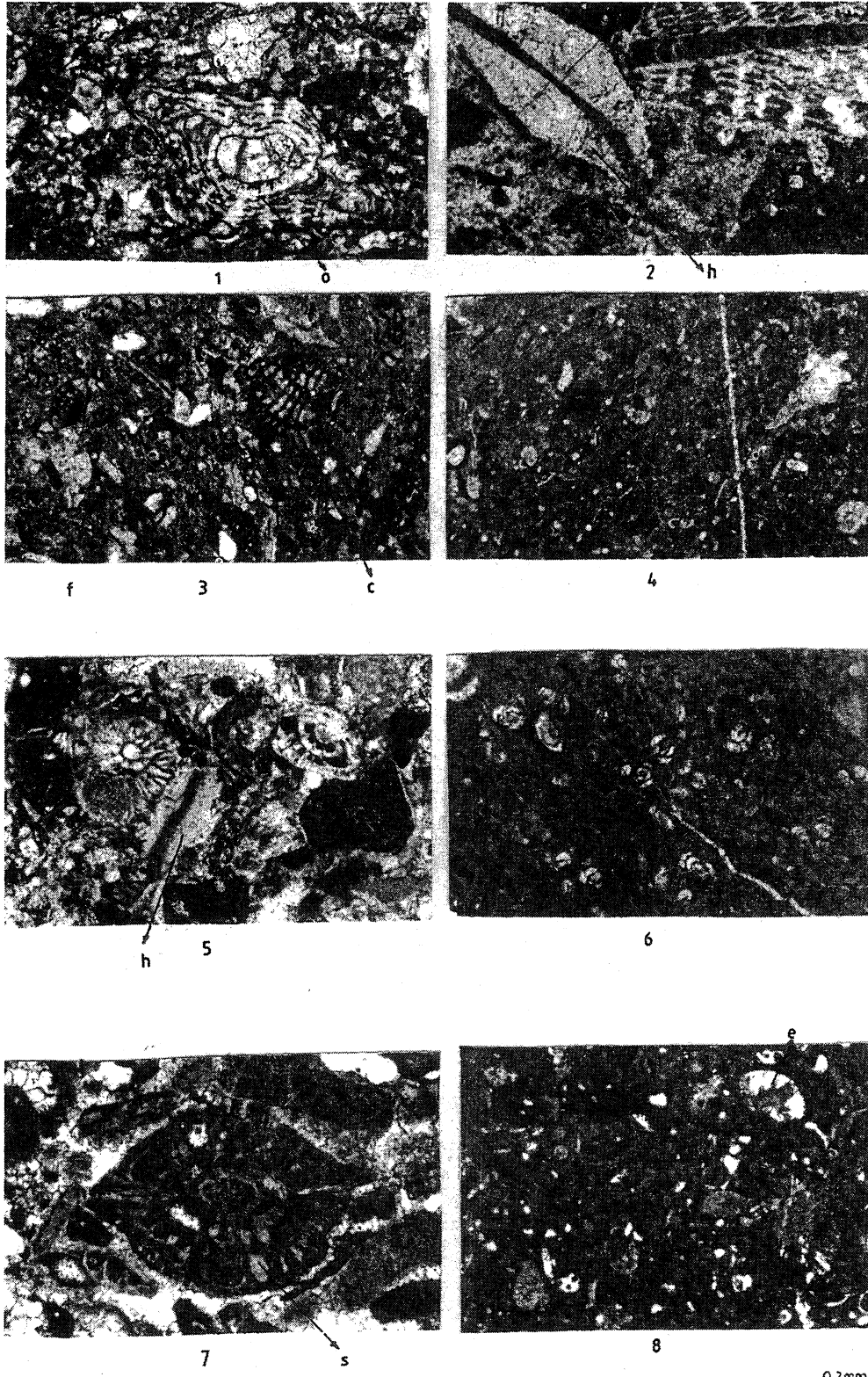
0.2 mm

LEVHA III

- Şekil 1, 2: *Orbitoides*'li biyosparit, Üst Maastrichtiyen.
 o- *Orbitoides medius* (D'Archiac), Eksenel kesit.
 h- *Hellenocyclina beotica* Reichel, Eksenel kesit.
 Şekil 3: *Cuneolina*'h biyomikrit, Üst Maastrichtiyen.
 c- *Cuneolina ketini* İnan, Taban kesiti.
 f- *Fleuryana adriatica* De Castro, Eksenel kesit.
 Şekil 4- İlkel rotaloidal formlar içeren biyomikrit, Daniyen.
 Yeleme Yöresi (Antalya)
 Şekil 5: Fosilli biyosparit, Üst Maastrichtiyen.
 h- *Hellenocyclina beotica* Reichel, Eksenel kesit.
 Şekil 6: Miliolid'li biyomikrit, Daniyen.
 Harabekayış Yöresi (Elazığ)
 Şekil 7: Fosilli biyosparit, Üst Maastrichtiyen.
 s- *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, Ekvatoryal kesit.
 Şekil 8: Fosilli biyomikrit, Daniyen.
 e- *Eponides* sp., Eksenelimsi kesit.

PLATE III

- Pozantı Region (Adana)
 Figure 1,2: Biosparite with *Orbitoides*, Upper Maastrichtian.
 o- *Orbitoides medius* (D'Archiac), Axial section.
 h- *Hellenocyclina beotica* Reichel, Axial section.
 Figure 3: Biomicrite with *Cuneolina*, Upper Maastrichtian.
 c- *Cuneolina ketini* İnan, Basal section.
 f- *Fleuryana adriatica* De Castro, Axial section.
 Figure 4: Biomicrite with primitive rotaloidal forms, Danian.
 Yeleme Region (Antalya)
 Figure 5: Biosparite with fossil, Upper Maastrichtian.
 h- *Hellenocyclina beotica* Reichel, Axial section.
 Figure 6: Biomicrite with Miliolid, Danian.
 Harabekayış Region (Elazığ)
 Figure 7: Biosparite with fossil, Upper Maastrichtian.
 s- *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, Equatorial section.
 Figure 8: Biomicrite with fossil, Danian.
 e- *Eponides* sp., Subaxial section.





Sulakyurt granitoidindeki gabroların derin yapısının sondajlarla belirlenmesi

Determination of the deep structure of the gabbroic rocks within Sulakyurt granitoid by the boreholes

Yusuf Kağan KADIOĞLU
Ayдын ÖZSAN

Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100, Tandoğan-Ankara
Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100, Tandoğan-Ankara

Öz

Sulakyurt granitoidi Orta Anadolu'nun kuzey batı bölümünde yer almaktadır. Sulakyurt granitoidinde boyutları 1-2 km²'ye varan gabro kütleleri yüzeylenmektedir. Bu çalışmanın amacı, Sulakyurt granitoidindeki gabroların derindeki yapısını bölgede yapılan toplam 22 adet sondajla belirlemektir. Granitoidler gabroik kayalarla sinosoidal dokanaktır. Gabroların granitoidlerle olan dokanak kısımları diyoritik bileşimlidir. Sondaj karot verileri; gabroik kayaların Sulakyurt granitoidlerinin altında derine doğru genişleyerek devam ettiğini göstermektedir. Sonuç olarak bu gabroik kayalar ofiyolitik değildir, granitoid magmasının içine sokulum yapmış ve beraber kristalleşmiş mafik eş-platonik kütlelerdir.

Anahtar Kelimeler: Anklav, Gabro, Granitoid, Orta Anadolu, Sondaj verisi, Sulakyurt.

Abstract

Sulakyurt granitoid is exposed at the north, western edge of the Central Anatolia. Gabbroic bodies ranging upto 1-2 km² are out-cropped within the Sulakyurt granitoid. This study is aimed to put out the deep structure of the gabbroic rocks within the granitoid at the depth by 22 boreholes within the area. The granitoids have sinosoidal contact with the gabbroic rocks. The gabbroic rocks are dioritic in composition at the contact with the granitoid. The boreholes data reveal that the gabbroic rocks are extended towards the depth within the Sulakyurt granitoids. As a conclusion these gabbroic rocks are nonophiolitic which they intruded into the granitoid magma chamber as a mafic products and they crystallized as a syn-plutonic body.

Key Words: Enclave, Gabbro, Granitoid, Central Anatolia, Boreholes data, Sulakyurt.

GİRİŞ

Çalışma alanı Orta Anadolu'nun kuzey batı bölümündeki Sulakyurt ve civarında yüzeyleyen granitoidlerin bir bölümünü oluşturmaktadır. Orta Anadolu'nun platonik kayaların esas olarak granitoidler oluşturmakta ve genellikle Orta Anadolu'nun batı bölümünde yüzlek vermektedirler. Bölgedeki granitoidler üzerine (Bayhan, 1986, 1987, 1988, 1989, 1993; Eler ve diğerleri, 1991; Kadioğlu, 1991; Türeli, 1991; Güncüoğlu ve Türeli, 1993; Güleç, 1994; Geven, 1995; Eler ve Bayhan, 1995) pek çok çalışmalar yapılmıştır. Granitoid kayalar yer yer gabro-diyoritik bileşimli kayaları içermekte ve bu gabrolar daha çok yüksek tepelerin üst kısımlarında yüzeylenmektedirler (Kadioğlu ve Güleç 1996; Kadioğlu ve diğ., 1995). Gabroik kayaların boyutları bir kaç yüz metreden bir kaç kilometreye kadar değişmektedir. Granitoid kayalarla gabroların dokanakları genellikle toprak örtüsü tarafından gizlendiği için gabroların, Mesozo-

ik yaşlı ofiyolitik kayalara bağlı Neotetisin kalıntı ürünleri olarak pek çok araştırmacı tarafından kabul edilmektedir. Ancak son çalışmalarda Orta Anadolu'da yüzlekveren gabroik kayaların bir kısmının ofiyolitik olmadığı bunlar, Orta Anadolu'ya sokulum yapan manto kökenli mafik kütleler olduğu belirlenmiştir (Kadioğlu ve Güleç, 1996; Güleç ve Kadioğlu, 1998; Kadioğlu ve diğerleri, 1998),

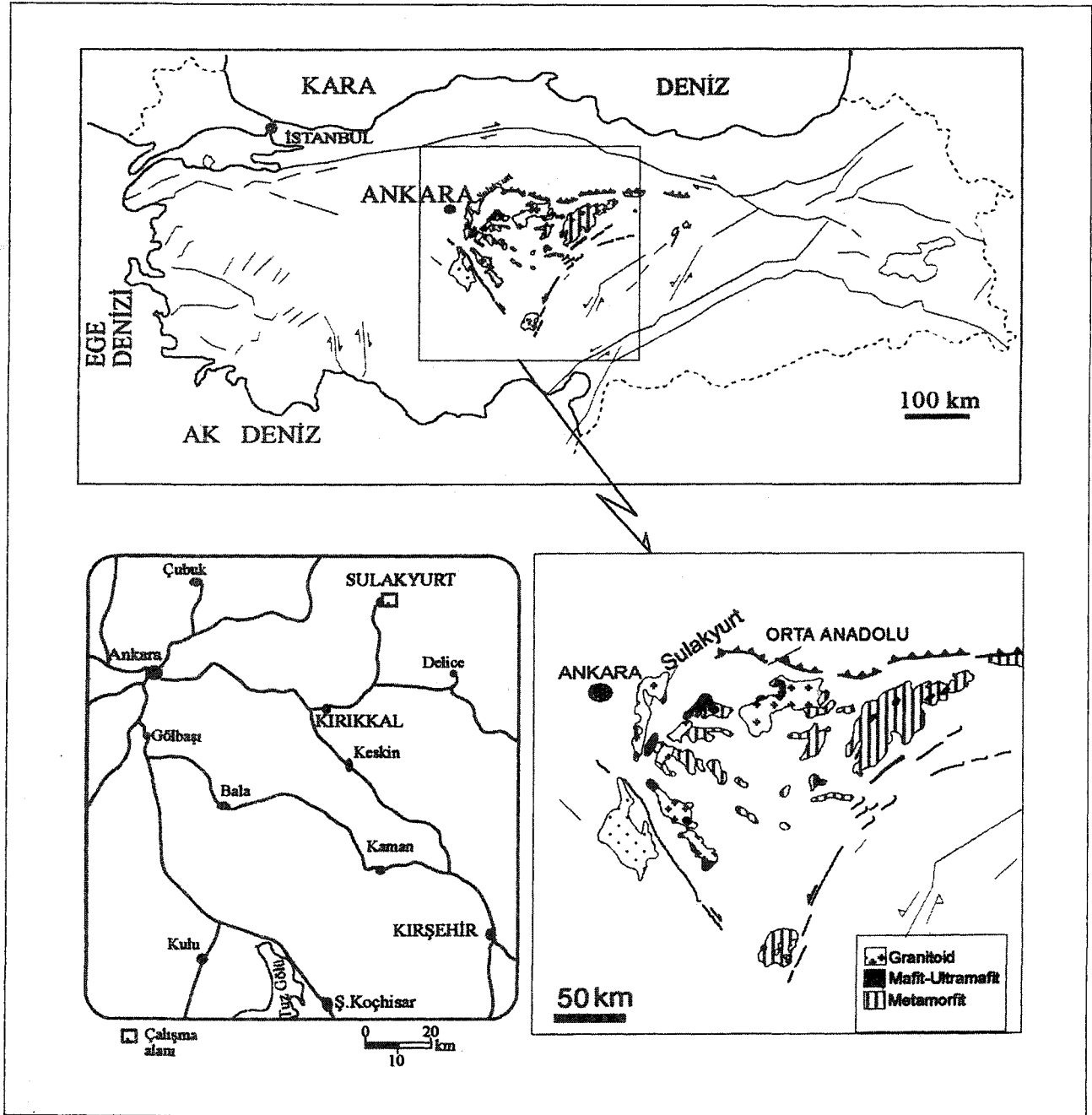
Çalışma alanında DSİ tarafından toplam 22 adet sondaj yapılmış ve sondajların derinliği 20 m ile 76.5 m arasında değişmektedir.

Bugüne kadar Orta Anadolu granitoidleri içinde yer alan gabro kütleleri hakkında jeoloji Jeokimya ve jeofizik çalışma yapılmıştır. Ancak bu granitoidler içindeki gabroların derindeki konumunu karotlu sondaj verileri ile ilk kez bu çalışmada ele alınmaktadır. Buna göre bu çalışmanın amacı Sulakyurt (Kırıkkale) civarında yüzeyleyen granitoid ve gabroiyoritik bileşimli kayaların

yapısal ilişkilerini kısa aralıklarla yapılmış olan karotlu sondaj verileri ile ortaya koymaktır. Bu ilişkilerin belirlenmesiyle Orta Anadolu jeolojisine ve özellikle orta Anadolunun diğer bölgelerinde de yer alan granitoidlerin içerisindeki gabroların yapısal konumuna ışık tutacağına inanılmaktadır.

BÖLGESEL JEOLOJİ

Çalışma alanı Orta Anadolu Granitoid kayaçlarının (Erler ve Bayhan, 1995) kuzey batı bölümündeki Sulakyurt granitoidinin bir bölümünü oluşturmaktadır (Şekil 1). Orta Anadolu Granitoidleri Orta Anadolu Kristalen Kompleksinin (Göncüoğlu ve diğerleri, 1991) felsik plu-



Şekil 1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.

SULAKYURT GRANİTOİDİNDEKİ GABROLARIN DERİN YAPISININ SONDAJLARLA BELİRLENMESİ

tonik kayaç gruplarını oluşturmaktadır. Orta Anadolu Kristalen Kompleksi, Mesozoik öncesi yaşlı metamorfik birimler, bunları üzerleyen Tetisin kalıntı ürünleri olan ofiyolitik karmaşıklar ve her iki birimide kesen granitoid sokulumlarından oluşmaktadır. Bölgede yeralan gabroik birimler ofiyolitik karmaşığa dahil edilerek granitoidler içinde köksüz tavan blokları şeklinde (Göncüoğlu, 1991,1992; Akıman ve diğerleri, 1993) yorumlanmıştır.

GENEL JEOLJİ

Çalışma alanında genel olarak tonalit ve gabro-diyorit olmak üzere iki ana kütle yeralmaktadır (Şekil 2).

Tonalitler en yaygın kayaç birimini oluşturarak gri ve beyazımsı gri rengindedir. Bu Tonalitler faneritik dokulu olup kuvars ve feldispat ana mineral bileşimini oluşturmaktadır. K35B ve K55D hakimiyetinde iki ana eklem sistemine sahip olan granitoidler yer yer yüzeysel ayrılmaya da uğramıştır. Oval yuvarlağımsı ve mafik minerallerce zengin magmatik anklavlar tonalitler içinde tutulmaktadır. Mafik magmatik anklavların boyutları 1 cm'den 20 cm'ye kadar değişmektedir. Anklavlar ana kaya ile keskin dokanaklı olup (Şekil 3a) anakaya içinde dağılım yönünden belirgin bir eğilim ve yönelim göstermemektedir. Anklavlar el örneğinde koyu gri, siyah renginde, çeperinden merkezine doğru gidildikçe mafik mineraller (amfibol ve biyotit) açısından fakirleşmekte ve tane boyutu açısından da artmaktadır.

İnceleme alanında yeralan gabroik kayaçların yayılımları fazla olmamakla birlikte Taretözü deresinin her iki yamacında da stoklar şeklinde yüzeylenmektedir (Şekil 2). Bunlar koyu yeşil ve yeşilimsi siyah renginde olup granitoidler ile sinusoidal dokanaklıdır (Şekil 3a). Gabroik kayaçlar granitoidlerde olduğu gibi ortalama K25B ve K55D olmak üzere iki ana eklem sistemine sahip olmakta ve bu özellikleri açısından granitoidler ile benzerlik göstermektedirler. Gabroik kayaçlar; granitoidler ile olan dokanak kısımlarında nisbeten daha açık renkli ve ana kütlelerin merkezine doğru gittikçe mafik minerallerce nisbeten daha zengin ve daha iri taneli mineral bileşimine geçmektedir. Bu kayaçlar granitoidlerle olan dokanak kısımlarında kuvars diyorit ve diyorit bileşimli, merkeze doğru gidildiğinde ise amfibol minerallerince zengin gabroik kayaçlara geçmektedir.

Gabroik kayaçların içerisinde yersel olarak 20-50 cm² boyutunda belirli açık renkli mineral tabanlı üzerinde çubuksu koyu renkli minerallerden oluşan zonlar ye-

ralmaktadır. Bu zonlar feldispat minerallerinden oluşan bir matriks içerisinde çubuksu ve iğnemi amfibol minerallerin görünmesiyle apanit kayaçlarını oluşturmaktadır. Bu tür kayaçlar daha çok mafik ve felsik magmaların karışımı sonucu ile oluşan lokal magmatik oluşumlar şeklinde yorumlanmaktadır (Bateman, 1995 ve Sha, 1995). Aynı özellik Ağaçören İntruzif kütleindeki Çokumkaya gabrosunda da gözlemlendiği belirlenmiştir (Kadıoğlu, 1996).

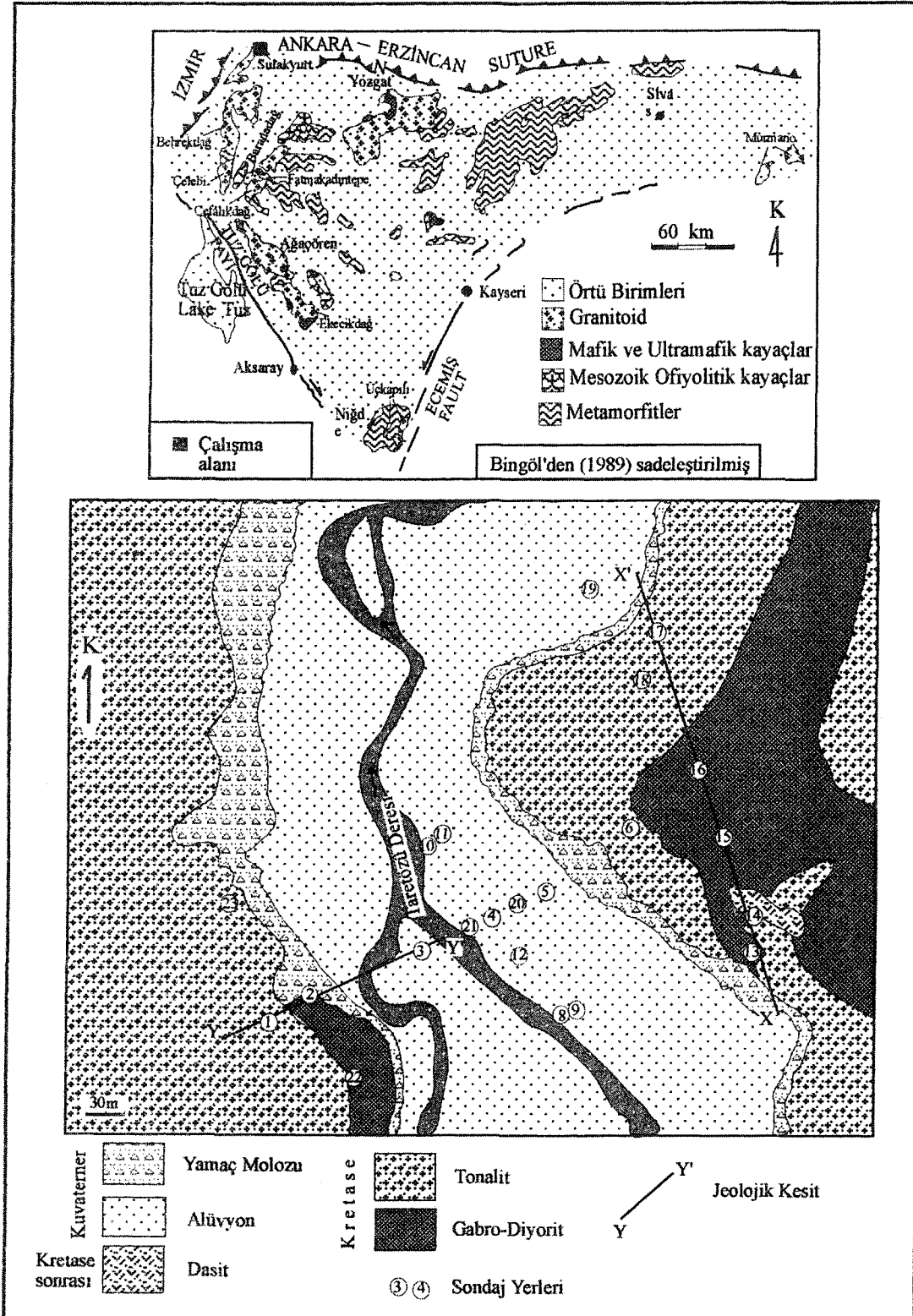
Çalışma alanında yaygın olmamakla birlikte bej, krem ve açık gri renkli dasit kayacı tonalit ve gabroyu keserek yüzeylenmektedir.

İnceleme alanının orta kısmında yeralan Taretözü deresi geniş bir alüvyon örtüsünün oluşumuna ve derenin her iki yamacında da yayılımı fazla olmayan yamaç molozunun birikmesine neden olmaktadır.

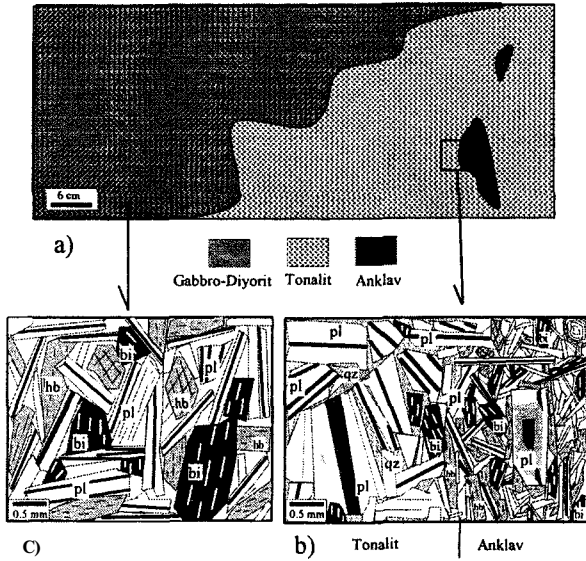
PETROGRAFI

Kayaçların mikroskop verilerine göre adlandırmaları 15 adet granitoid, 13 adet gabro ve 8 adet anklav olmak üzere toplam 36 kayaç incekesitinde nokta sayımına göre yapılmıştır. Granitoidlerin incekesit determinasyonları sonucu holokristalin hipidyomorf taneli dokulu ve tane boyutları 0.1 mm'den 3 mm kadar değişmektedir (Şekil 3b). Granitoidler başlıca kuvars ve plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır. Amfibol, klorit, epidot kalsit, dolomit ve opak mineraller tali bileşenler şeklinde görülmektedir. Bu kayaçlar modal mineralojik özelliklerine göre tonalit alanına düşmektedir (Şekil 4). Plajiyoklazlar genellikle ikizlenme göstermemekte ve yer yer killeşme göstermektedir. Yapılan XRD analizleri sonucu killer, kaolinit ve kısmen serizitlerden oluşmaktadır. Kuvarslar en yaygın mineral bileşimini oluşturmakta olup bazı incekesitlerde plajiyoklazlarla birlikte grafik dokusunu oluşturmaktadır. Amfiboller daha çok kloritleşmiş olarak yeralmakta ve nisbeten daha az oradadır. Epidot ve karbonat mineralleri daha çok kayaçta mikro çatlakları dolduracak şekilde ikincil mineraller şeklinde görülmektedir. Karbonat mineralleri XRD sonuçlarına göre kalsit ve kısmen de dolomit minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir.

Tonalitler içindeki mafik magmatik anklavlar subofitik dokulu olup oligoklaz-andezin, amfibol ve biyotit mineralleri ana bileşenler şeklinde kuvars, ortoklaz, klorit, titanit, kalsit, epidot, apatit ve opak mineraller ise tali bileşenler şeklinde görülmektedir. Anklavlar içindeki



SULAKYURT GRANİTOİDİNDEKİ GABROLARIN DERİN YAPISININ SONDAJLARLA BELİRLENMESİ



Şekil 3. a) Tonalit ve gabronun göstermiş oldukları sinusoidal dokanak ilişkisi b) Renkli fotoğraftan taranarak elde edilen tonalit ve anklavın mikroskobik görünümü, qz= kuvars, pl= plajiyoklaz, bi=biyotit, hb=amfibol c) Renkli fotoğraftan taranarak elde edilen gabro-diyoritin mikroskobik görünümü.

Figure 3. a) Sinusoidal contact relationship of tonalite and gabbro b) Microscopic view of tonalite and enclave traced from colour photograph, c) Microscopic view of gabbro-diorite traced from colour photograph.

biyotitler kamalar şeklinde olup kıvılcak kahve rengindedir (Şekil 3b). İğnemsiz apatit mineralleri amfibol ve feldispatların içinde kapanımlar şeklindedir. Ayrıca anklavlar içindeki iri kuvarslar amfibol tarafından çevrelenerek oseller dokusunu oluşturmaktadır.

Anklavların anakaya ile keskin dokanaklı olması, kamalanmış biyotit, iğnemsiz apatit içermesi ve kuvars oseller dokusu göstermesinden (Şekil 3b) magma karışım ürünü (magma mixing/mingling) anklavı olduğu (Didier ve Barbarin, 1991, Castro ve diğerleri, 1991; Barbarin ve Didier, 1991; Bateman, 1995; Sha, 1995) ileri sürülebilir. Bu anklavların özellikleri Tuz Gölünün doğusunda yeralan Ağaçören Granitoidindeki (Kadıoğlu ve Güleç, 1993; Kadıoğlu, 1996) mafik magmatik anklavların özelliklerine benzemektedir. Magma karışım ürünü anklavlar; felsik ve mafik bileşimli magmaların heterojen karışım sonucu oluşan anklavlardır (Barbarin ve Didier, 1991).

Tonalitler içindeki magma karışım ürünü olabileceği belirtilen anklavların modal mineralojik özelliklerine

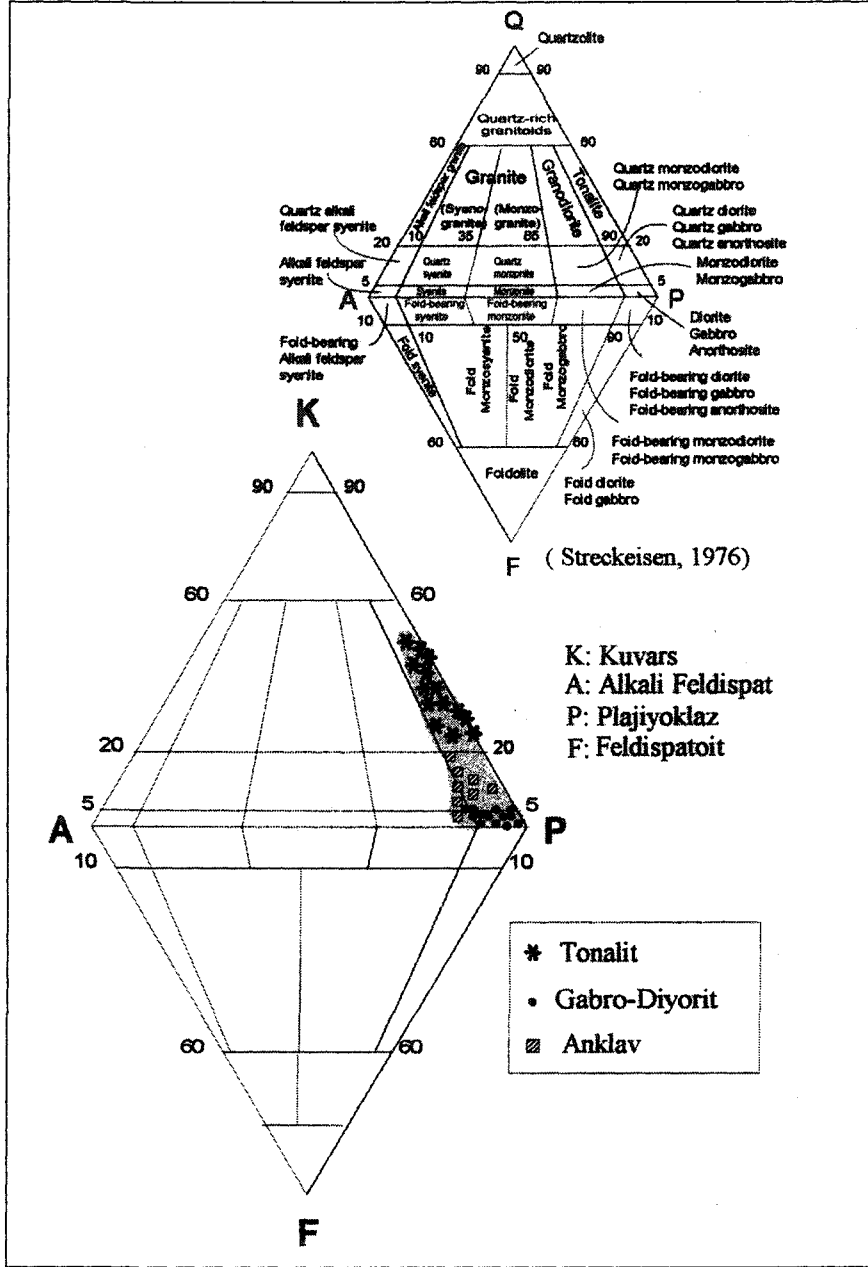
göre diyorit, kuvars diyorit ve monzodiyorit bileşimindedir (Şekil 3).

İnceleme alanındaki mafik koyu renkli kayalar tonalitlerle olan dokanak kısımlarında subofitik dokulu ve diyorit bileşimlidir (Şekil 3c). Diyorit bileşimli bu kayalar; oligoklaz, andezin, amfibol ve biyotit mineralleri içermektedir. Bu minerallerin yanında apatit, epidot, titanit, kalsit, dolomit, kuvars ve opak mineraller tali olarak görülmektedir. Bu mafik kayaların merkezi ise holokristalin tanesiz dokulu ve gabro bileşimlidir. Gabronun ana bileşenini anezin'den labrador'a kadar değişen plajiyoklaz ve amfibol mineralleri oluşturmaktadır. Piroksen kalıntıları amfibol içerisinde görülmekte olup epidot, kalsit, klorit ve opak mineraller kayacıkta tali bileşenler şeklinde yer almaktadır.

Çalışma alanındaki dasitler hiyaloplitik dokulu olup kuvars, plajiyoklaz, alkali feldispat, biyotit ve klorit minerallerini içermektedir.

SONDAJ VERİLERİNE GÖRE GRANİTOİD VE GABRONUN İLİŞKİSİ

Çalışma alanında gabroik kayalarda 6, tonalitlerde 4, alüvyon alanına 11 ve dasit kayacıkına 1 adet sondaj olmak üzere toplam 22 adet karotlu sondaj DSİ V. Bölge Müdürlüğü (1995) tarafından yapılmıştır. Sondajlardan alınan karot numunelerinin ayrıntılı petrografik özellikleri incelenmiştir. Birimler genellikle yüzeysel ayrışmaya uğradığından ilk metrelerde karot verimi iyi olmadığı gözlenmiştir. Sondajların jeoloji haritasındaki yeri ve sondaj karotlarının petrografik özellikleri (Şekil 5a ve 6a) baz alınarak jeolojik kesitler elde edilmiştir (Şekil 5b ve 6b). Bu jeolojik kesitler yardımıyla gabroların tonalitler içindeki yapısal konumu belirlenmeye çalışılmıştır. Yaklaşık aynı doğrultu boyunca yeralan 13, 14, 15, 16 ve 17 nolu sondajlar yardımıyla elde edilen jeolojik kesitte (Şekil 5b) gabro biriminin tonalit içinde derin yapısı belirlenmiştir. 13,15 ve 16 nolu sondajlar gabro, 14 ve 17 nolu sondajlar ise tonalit kayalarını kesmektedir. Bu jeolojik keşide dikkatlice bakıldığında tonaliti kesen 14 numaralı sondaj yaklaşık 15 metre sonra gabroyu kesmekte ve hemen gabroyu kesen yanındaki 13 numaralı sondajın derindeki uzantısı ile birleşmektedir. Yine aynı şekilde 13 ve 14 numaralı sondaj beraber değerlendirildiğinde gabronun tonalit içerisine dayk şeklinde sokulduğu görülmektedir. Aynı jeolojik kesit üzerinde görü-

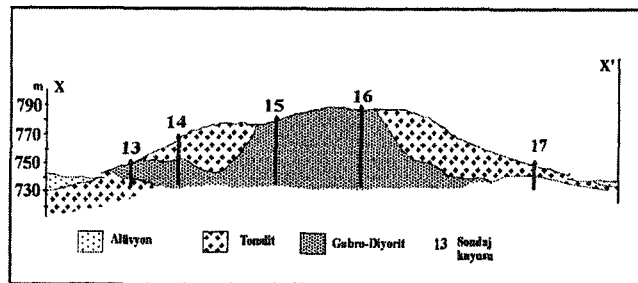
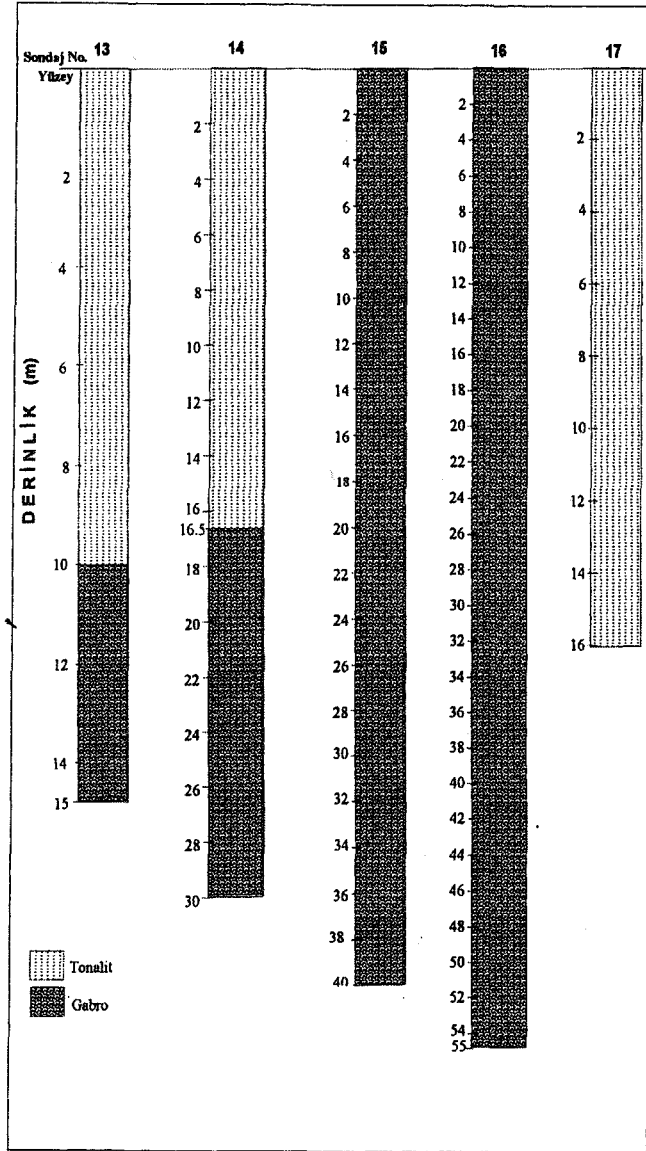


Şekil 4. Sulakyurt granitoidinin ve gabbroik kayaların modal mineralojik bileşimi.
Figure 4. Modal mineralogical composition of the Sulakyurt granitoid and the gabbroic rocks.

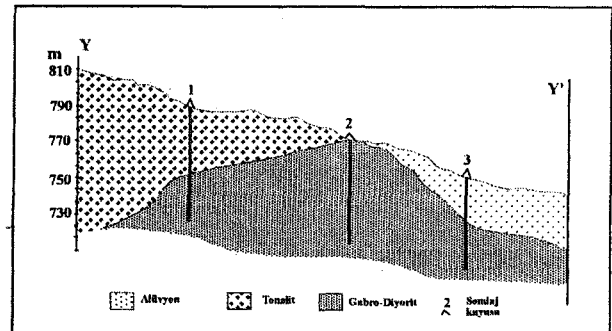
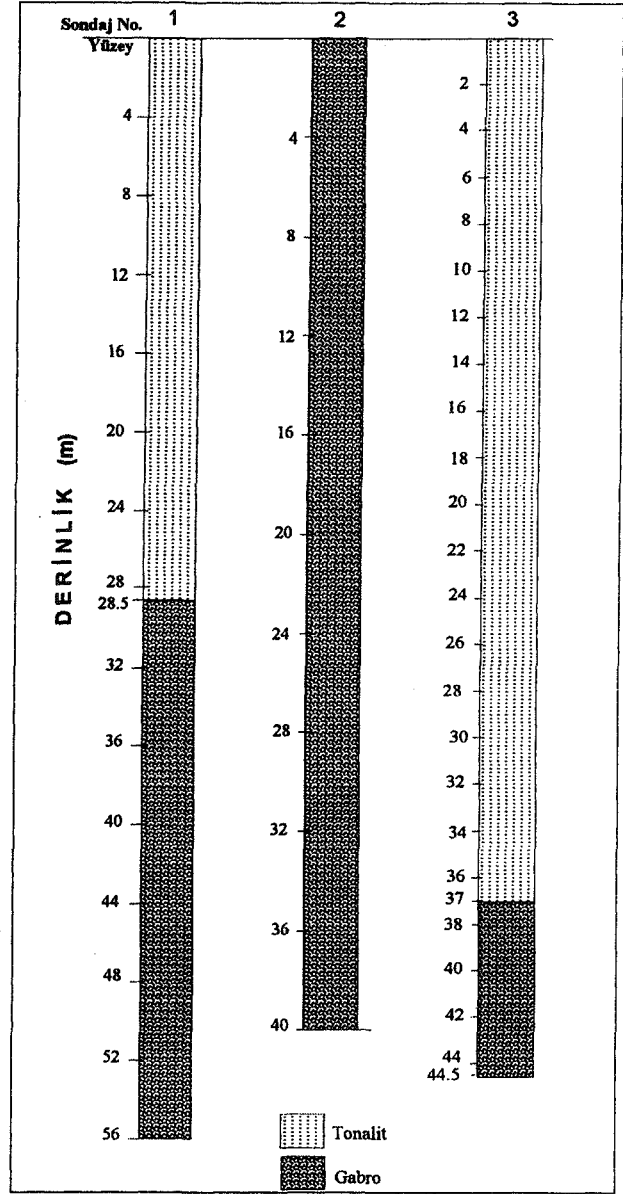
len 15 ve 16 nolu sondaj verileri gabbro kayacının derine doğru devam ettiğini göstermektedir. 1,2 ve 3 nolu sondaj verilerinden elde edilen diğer bir jeolojik kesitte (Şekil 6b) ise tonalit kayacını kesen 1 numaralı sondaj, yaklaşık 45 metre sonra gabroyu keserek devam etmektedir. Her üç sondaj verileri (1,2 ve 3 numaralı sondajlar) beraber değerlendirildiği zaman gabronun tonalit altında derine doğru genişleyerek devam ettiği görülmektedir

(Şekil 6b). Eğer bu gabbro kütlesi köksüz (ofiyolitik) olarak tonalit içerisinde yer almış olsaydı jeolojik kesitte gabronun tonalitin içinde derine doğru kapanarak (daralarak) yer almaları gerekirdi. Bu veriler, tonalit içinde yer alan gabronun ofiyolitik kökenli olmayıp tonalit içinde köklü küçük intrüzyonlar şeklinde tonalit magmasının kristalleşmesi döneminde sokulmuş olabileceğini göstermektedir.

SULAKYURT GRANİTOİDİNDEKİ GABROLARIN DERİN YAPISININ SONDAJLARLA BELİRLENMESİ



Şekil 5a. X-X' boyunca sondaj kuyularının litolojisi.
Figure 5a. Lithology of the boreholes along Y-Y*.
Şekil 5b. X-X' boyunca alınan jeolojik kesit.
Figure 5b. Geological cross section along X-X'.



Şekil 6a. Y-Y' boyunca sondaj kuyularının litolojisi.
Figure 6a. Lithology of the boreholes along Y-Y'*.
Şekil 6b. Y-Y' boyunca alınan jeolojik kesit.
Figure 6b. Geological cross section along Y-Y'.

SONUÇLAR

Sulakyurtgranitoidinden elde edilen sondaj verileri, jeolojik ve ayrıntılı petrografik incelemeler sonucu gabro ve diyorit birimleri ayırt edilmiştir. Sulakyurt granitoidi ve bunlarla beraber bulunan gabro-diyorit birimlerinin hakim eklem doğrultuları KB ve KD olmak üzere benzer iki ana eklem sistemine sahiptirler. Tonalitler içinde yeralan anklavlar, gabro magmasından ayrılmış ve küçük baloncuklar şeklinde tonalit magmasında kristalleşen magma karışım ürünü anklavlardır.

Gabroların tonalitler içerisinde derine doğru genişleyerek devam etmesi, bu gabroların Sulakyurt granitoid magmasının kristalleşme döneminde derinden, muhtemelen manto kaynaklı bazik bir magmanın sokulmasını ve aynı magma odacığı içerisinde eşplutonik olarak kristalleşmiş olabileceğini ortaya koymaktadır.

KATKIBELİRTME

Yazarlar sondaj karotlarının incelenmesinde kolaylık gösteren Jeoloji Yük.Müh. sayın Necdet KARAARSLAN'a, Jeoloji Yük. Müh. Nazım KUTLU'ya ve makalenin basımı için hakemlik ederek büyük katkılarda bulunan Prof., Dr. Hasan BAYHAN'a ve Dr. Kemal TÜRELİ'ye teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türel, T.K. ve Kadioğlu, Y.K., 1993, Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications: *Geol. J.*, 28, 371-382.
- Barbarin, B. ve Didier, J., 1991, Conclusions: Enclaves and Granite Petrology, In: Didier, J. ve Barbarin, B. (Eds), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier Sci. Publ., New York, 545-549.
- Bateman, R., 1995, The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth Sci. Rev.*, 39,91-106.
- Bayhan, H., 1986, İç Anadolu granitoid kuşağındaki Çelebi sokulumunun jeokimyası ve kökensel yorumu: *Jeoloji Müh.*, 29,27-36.
- Bayhan, H., 1987, Cefalıkdag ve Baranadağ plütonlarının (Kaman) petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri: *Jeoloji Müh.*, 30-31,11-16.
- Bayhan, H., 1988, Bayındır, Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaçların jeokimyası ve kökensel yorumu: *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 31, 59-70.
- Bayhan, H., 1989, Keskin sokulumunun (Ankara) petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri: *Yerbilimleri*, 15, 29-30.
- Bayhan, H., 1993, Ortaköy granitoidinin (Tuzgözü doğusu) petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri: *Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2,147-160.
- Bingöl, E., 1989, Türkiye Jeoloji Haritası, 1/2.000.000. Maden Tek. Arama Enst. (MTA), Ankara.
- Castro, A., Moreno-Ventas, J. ve De La Rosa, J.D., 1991, H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.*, 31,237-253.
- Didier, J. ve Barbarin, B., 1991, *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier Sci. Publ., New York, 624 s.
- DSİ, 1995, Kızılırmak Sulakyurt Projesi Sulakyurt Barajı ve Sulama Kanalları Mühendislik Jeolojisi Ön İnceleme Raporu. DSİ 5. Bölge Müdürlüğü, Ankara (Yayınlanmamış).
- Erler, A. ve Bayhan, H., 1995, Orta Anadolu Granitoidlerin genel değerlendirilmesi ve sorunları. *Yerbilimleri*, 17, 49-67.
- Erler, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A., ve Önen, P., 1991, Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyası: *Doğa-Tr. J. of Engineering and Environmental Sciences*, 15,76-100.
- Geven, A., 1995, Cefalıkdag Granitoidlerinin Petrografisi ve Jeokimyası (Orta Anadolu Kristalen Kütlesi Batısı). *Yerbilimleri*, 17,1-16.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A. ve Olgun, E., 1991, Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim: TPAO Report No. 2909, 134s.
- Göncüoğlu, M.C. ve Türel, T.K., 1993, Petrology and geodynamic interpretation of plagiogranites from Central Anatolian Ophiolites (Aksaray-Turkey). *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 2,195-203.
- Güleç, N., 1994, Rb-Sr isotope data from the Ağaören granitoid (East of Tuz Gölü): geochronological and genetical implications: *Tr. J. of Earth Sciences*, 3, 39-43.
- Güleç, N. ve Kadioğlu, Y.K., 1998, Relative Involvement of Mantle and Crustal Components in the Ağaören Granitoid (Central Anatolia-Turkey): Estimates from Trace Element and Sr-Isotope Data. *Chemie der Erde*, 58, 23-37.
- Kadioğlu, Y.K., 1991, Geology, Petrography and Geochemistry of Ağaören (Aksaray) Magmatic Rocks. O.D.T.Ü., Y. Lisans Tezi, 141 s. (yayınlanmamış).
- Kadioğlu, Y.K., ve Güleç, N., 1993, Granitoidler içindeki anklavların kökeni ve Türkiye'den örnekler. *Türkiye Jeol. Bül.*, 8,113-118.
- Kadioğlu, Y.K., Güleç, N., 1995, Mafic microgranular enclaves and interaction between felsic and mafic magmas in

SULAKYURT GRANİTOİDİNDEKİ GABROLARIN DERİN YAPISININ SONDAJLARLA BELİRLENMESİ

- Ağaçören pluton: Evidence from petrographic features and mineral chemistry. Second International Turkish Geology Workshop, Cumhuriyet Üniversitesi Sivas. Abstracts, s. 56.
- Kadioğlu, Y.K., Güleç, N., ve Ateş, A., 1995, Structural position of gabbroic rocks in Ağaçören granitoid: Field observation and aeromagnetic data. Second International Turkish Geology Workshop, Cumhuriyet Üniversitesi Sivas. Abstracts, s. 55.
- Kadioğlu, Y.K., 1996, Genesis of Ağaçören Intrusive Suite and its Enclaves (Central Anatolia): Constraints from Geological, Petrography, Geophysical and Geochemical Data. ODTÜ Doktora Tezi, 242 s Ankara (yayınlanmamış).
- Kadioğlu, Y.K. ve Güleç, N. 1996, Ağaçören Granitoidinde yeralan gabro kütlelerinin yapısal konumu: Jeolojik ve Jeofizik (Özdirenç) verilerinin yorumu. Doğa Türk yer-bilimleri dergisi 5,153-159.
- Kadioğlu, Y.K., Ateş, A. ve Güleç, N., 1998, Structural interpretation of gabbroic rocks in Ağaçören Granitoid, Central Turkey: field observations and aeromagnetic data. GeolMag. 135 (2), 245-254.
- Sha, L.-K., 1995, Genesis of zoned hydrous ultramafic/mafic-silicic intrusive complexes: an MHFC hypothesis. Earth Sci. Rev., 39,59-90.
- ⁹ Streckeisen, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name, Earth Sci. Rev., 12,1-33.
- Türel, T.K., 1991, Geology, Petrology and Geochemistry of Ekecikdağ Plutonic Rocks (Aksaray Region-Central Anatolia). ODTÜ, Doktora tezi, 194s. (yayınlanmamış).
- Türel, T.K., Göncüoğlu, M.C. and Akıman, O., 1993, Ekecikdağ-granitoidinin petrolojisi ve kökeni (Orta Anadolu Kristalen Kütleleri batısı). MTA Dergisi, 115,15-28.

Makalenin geliş tarihi: 13.03.1998

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 31.07.1998

Received March 13, 1998

Accepted July 31, 1998



TARTIŞMA

Prof. Dr. t. Erdal KEREY (İstanbul Üniversitesi) tarafından gönderilen ve 13. Haziran 1998 tarihinde Editörlüğümüze ulaşan tartışma aşağıda sunulmaktadır.

Türkiye Jeoloji Bülteni Ağustos 1997 tarih ve sayı 2'de M. Tahir Nalbantçılar tarafından hazırlanan "Çay (Afyon) güneybatısında Sultandağlar Masifi'nin mesoskopik tektonik özellikleri ve jeoloji evrimi" başlıklı makaleyi okudum. Araştırmacının çalıştığı konu farklı olmakla birlikte aynı bölgede ben de genel jeoloji amaçlı bir çalışma yapmıştım (1987). Araştırmacının çalışması ile ilgili olarak bu makalede gördüğüm bazı biçimsel ve bilimsel eksiklikleri aşağıya not ettim.

1- Aynı bölgenin kuzey kesimleri hariç ilk 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası 1973 yılında tarafımdan yapılmıştır. Bu çalışma Kerey (1983, 1987)'de yayınlanmıştır. Hal böyle iken yazar makalenin giriş bölümünde haritayı kendisinin yaptığını belirtmektedir. Eğer harita üzerinde yeniden düzenleme yapılmışsa, ya da yeniden yapılmışsa bile Kerey (1987)'yi referans göstermesi gerektirdi.

2- Makalede Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti yoktur. Nalbantçılar (1996)'a atıfta bulunulmaktadır. Her makaleyi okuyan, belirtilen atıfa ulaşamayabilir. Tüm çalışmalara GSK koymak akademik bir teammüldür.

3- Makalenin Stratigrafi bölümünde yazar maalesef birçok araştırmacının düştüğü hataya düşmüştür. Örneğin; ilk defa Blumenthal (1947) tarafından adlandırılan Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı "Seydişehir Formasyonu" adlanması yerine Demirkol ve diğerleri (1977)'nin kullandığı "Sultandede Formasyonu" adlanmasını kullanmıştır. Yine benzer şekilde Demirkol ve diğerleri (1977)'nde kullanılan Üst Jura yaşlı "Hacıalabaz Formasyonu" yerine kendisinin ürettiği "Sarı taş Formasyonu" adlanmasını kullanmıştır. Tabii ki buna benzer durumlar "Ulusal Stratigrafi Komitesi"nin çözmesi gereken sorunlardır. Artık her isteyen kendi yarattığı Formasyon adlanmasını kullanır hale gelmiştir. Bu durum Uluslararası kongrelerde alay konusu olmaktadır.

4- Bölgede MTA tarafından 1970'li yıllarda kapsamlı demir aramaları projesi yapılmıştır. Bu çalışmalar esnasında benim de görüşlerim alınarak sondajlar yapılmış, çalışma sonunda ise Çetin ve Bulur (1979) kapsamlı bir rapor hazırlanmıştır. Makalede bu rapora da değinilmemektedir.

5- Çetin ve Bulur (1979)'da belirtilen, sondajlarda da saptanan, bölgenin devrik kıvrımlı yapısı, Kerey (1987)'de çalışma alanını güneyinde açıkça görülmektedir. Ancak Nalbantçılar bu durumu da ters bir şekilde haritasında göstermektedir (Otokton konumunda olanları allohton göstermek gibi).

6- Çalışmanın Jeoloji Evrimi bölümünde ise doğal olarak Kerey (1987)'in görüşleri verilmemiştir.

Bu görüşlerimi yazara ve makaleyi inceleyenlere iletir, bir sonraki sayınızda yayınlatabilirseniz, bundan sonra yapılacak olan çalışmalara da ışık tutmuş olursunuz..

DEĞİNİLEN BELGELER

Blumenthal, M., 1947, Seydişehir-Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi: MTA Enstitüsü Dergisi, 2, 242s.

Çetin, M. ve Bulur, K., 1979, Yalvaç-Şarkikaraağaç (İsparta) bölgesi demirli boksit yataklarının jeoloji raporu: MTA Rapor No. 1624/1, Ankara.

Demirkol, C. ve diğerleri, 1977, Sultandağlarının stratigrafisi ve jeoloji evrimi: MTA Enstitüsü Rapor No: 6305. Ankara.

Kerey, İ.E., 1983, Sultandağları bölgesinin bazı stratigrafik ve tektonik özellikleri: Toros Jeolojisi Uluslararası Sempozyumu, Özler, 38-39.

Kerey, İ.E., 1987, Sultandağları bölgesinde Koçbeyli itektonik penceresi. A.Ü. İsparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 3,61-68, İsparta.



YANIT

Jeoloji Y. Mühendisi M. Tahir Nalbantçılar (Selçuk Üniversitesi) tarafından gönderilen ve 7 Temmuz 1998 tarihine! > Editörlüğümüze ulaşan tartışmaya verdiği yanıt aşağıda sunulmaktadır.*

Türkiye Jeoloji Bülteni'nin 1997 yılı 40/2 sayısında yayımlanan "Çay (Afyon) güney batısında Sultandağları Masifi'nin mesoskopik tektonik özellikleri ve jeoloji evrimi" isimli makaleme ilişkin Sayın İ. Erdal Kerey'e ait tartışmaya, yanıtım aşağıda verilmiştir.

1. Nolu araştırma; Söz konusu makalemde sunduğum jeoloji haritası tamamen kendi çalışmalarım sonucu hazırlanmıştır. Kerey'in 1987'deki jeoloji haritası üzerinde yeniden bir düzenlemeye gidilmediği, bu çalışmada sunulan jeoloji haritasının karşılaştırılması ortaya koymaktadır. (Bakınız: Kerey, 1987 ve Nalbantçılar, 1997). Her iki haritada güney kesimler aynı bölgeye ait alandır. Dolayısıyla aralarında benzerlik olması oldukça doğaldır. Ancak tarafımdan hazırlanan jeoloji haritası gerek stratigrafik, gerekse alanda yüzeylenen birimler açısından farklılıklar taşımaktadır. Örneğin, inceleme alanı orta kesimindeki Sarıtaş mevkiindeki Çaydere riyoliti içeren Gökoluk formasyonu, Kerey (1987)'in ne stratigrafik kesitinde ve ne de jeoloji haritasında bulunmaktadır (Bakınız: Kerey, 1987 ve Nalbantçılar, 1996). Diğer farklılıklar Nalbantçılar, 1997'deki haritamda gösterilmiştir. Ayrıca Kerey'in bu alanda yaptığı çalışmalar, ağırlıklı olarak yörenin genel jeolojisini ilgilendiren 1996 yılındaki makalemde verilmiştir. Ayrıca 1983 yılındaki Kerey'in çalışması, Toros jeolojisi uluslararası sempozyumunda sunulan bildirilerin, (1984'te) basılan makaleleri arasında yer almamaktadır.

Yine bu alanın jeoloji haritası söz konusu araştırmacıdan daha önce Abdüsselamoğlu (1958), Demirkol (1981), Sami Yalçınkaya (1986, MTA, Batı Toroslarm Jeoloji Raporu) v.b. gibi birçok araştırmacı tarafından hazırlanmıştır.

2. maddede tartışmacı ilgili makaleye genelleştirilmiş stratigrafik kesitin konulmadığını belirtmektedir. Söz konusu makale, ana yapı olarak mesoskopik tektonik çalışmalara dayalıdır. İnceleme alanının stratigrafisi Genelleştirilmiş Stratigrafik Kesiti ile birlikte daha önceki makalemde (Nalbantçılar, 1996) yeterli ayrıntıda sunulmuştur (Bakınız: Kerey, 1987 ve Nalbantçılar,

1996). Ayrıca, sayfa sınırlaması nedeniyle bu makalenin kapsamında geniş olarak yer verilememiştir.

3. maddede tartışmacının belirttiği adlama problemi genel bir sorundur. İlgili çalışmadaki Sultandede formasyonu, Demirkol (1977)'un kullandığı adlama olup, yeni bir adlamaya gidilmemiştir.

Ancak tektonik pencere içerisinde yüzeylenen Mesozoyik yaşlı karbonatlar gerek otokton konumları gerekse de tabanında farklı özellikteki kayaların üstüne gelmesi nedeniyle bu çalışmada Hacıalabaz kireçtaşından ayırt edilerek, ilk kez yazar tarafından Sarıtaş formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çünkü yazar çalışmalarında (Nalbantçılar, 1996) daha önceki araştırmacılar farklı olarak, alanda tektonostratigrafik olarak (Bakınız: Kerey, 1987 ve Nalbantçılar, 1996) birbirinden farklı toplulukların bulunduğunu ortaya koymuştur. İnceleme alanı güneyindeki tabanında ofiyolitik kayaların yer aldığı (Nalbantçılar, 1996) allokton konumlu kayalar daha önce tanımlanan Hacıalabaz kireçtaşı ile benzer konumda olduğu görüldüğünden bu çalışmada aynı adlama kullanılmış, herhangi bir isim değişikliğine gidilmemiştir.

4. maddede tartışmacının bahsettiği çalışmanın konusu ile ilgili makalenin konusu arasında bir ilişki söz konusu değildir. Ayrıca, belirtilen çalışmanın yapıldığı alan, bu çalışmadaki alanın oldukça uzağında yer alır.

5. Gerek tartışmacının makalesinde gerekse, bu çalışmada sunulan jeoloji kesitleri ve haritaları incelendiğinde, inceleme alanının güneyinde herhangi bir devrikliliğin olmadığı, bunun yerine bindirmelerin olduğu görülmektedir (Bakınız: Kerey, 1987 ve Nalbantçılar, 1997).

6. İlgili çalışmanın Jeoloji Evrimi bölümünde Haude (1972), Juteau (1975), Eren (1990 a, b), Demirkol (1981), Boray vd., (1985), Demirkol ve Yetiş (1985), Özgül vd. (1991) ve Nalbantçılar (1996) referans olarak verilmiştir. Ancak bunlarla yetinmeyip Kerey (1987)'in de referans olarak verilmemiş olması tarafımdan da bir eksiklik olarak görülmüştür. Bu hususta herhangi bir kastın olmadığı, 1996 yılındaki çalışmamda Kerey

(1987)'in refere edilmiş (Bakınız: Nalbantçılar, 1996) olmasından anlaşılabilir. Ayrıca her makalede refere edebilecek daha bir çok araştırmacının bulunabileceği de gözardı edilmemelidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş. 1958, Sultandağının 1/100.000 ölçekli jeolojik leveled hakkında rapor: MTA Rapor No: 2669, Ankara.
- Demirkol, C., 1981, Sultandağ kuzeybatısının jeoloji ve Beyşehir-Hoyran Napı ile ilişkileri: TÜBİTAK TBAG-382.
- Demirkol, C. ve Yetiş, C., 1985, Hoyran gölü (İsparta) kuzeyinin stratigrafisi: MTA Derg., 101/102,1-13.
- Eren, Y., 1990 a, Engilli (Akşehir)- Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifinin stratigrafisi: Ç.Ü. Acar sempozyumu, Adana, 83-92.
- Eren, Y., 1990 b, Engilli (Akşehir)- Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifinin tektonik özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 33,39-50.
- Haude, H., 1972, Stratigraphic und tektonik des südlichen Sultandağ (SW-Anatolien): Zeit. Deutsch. Geol.Ges, Hannover, 123,411-421.
- Juteau, Th., 1975, Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turqie): Sci. La Terre, Memoire, 32.
- Kerey, I.E., 1987, Sultandağları bölgesinde Koçbeyli tektonik penceresi: A.Ü. İsparta Müh. Fak. Dergisi, 3, 61-68.
- Nalbantçılar, M.T., 1996, Akkonak (Afyon)- Sağır (İsparta) arasında Sultandağları Masifinin Tektonostratigrafisi: KTÜ Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Sempozyumu bildirileri, Trabzon, 708-717.
- Nalbantçılar, M.T., 1997, Çay (Afyon) güneybatısında Sultandağları Masifinin mesoskopik tektonik özellikleri: Türkiye Jeoloji Bülteni, 40/2,17-28.
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Korucu, M., 1991, Göller bölgesinin tektonostratigrafik birlikleri: O. Sungurlu Sempozyumu bildirileri, Ankara, 213-237.