



Eybek graniti (Biga yarımadası, KB Anadolu) üzerine: Yeni jeokimya verileri ışığında yeni bir değerlendirme

On the Eybek granite (Biga peninsula, NW Anatolia): A new evaluation in the light of new geochemical data

Ş. Can GENÇ, Şafak ALTUNKAYNAK

İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34469 Maslak, İSTANBUL

Geliş (received) : 08 Aralık (December) 2006

Kabul (accepted) : 14 Haziran (June) 2007

ÖZ

Geç Kretase – Erken Tersiyer aralığında Torid-Anatolid platformu ile Sakarya kıtasının çarpışmalarının ardından, kuzeybatı Anadolu'da gelişen yaygın bir magmatik aktivite başlıca granitik plütonlar ve andezitik volkanik kayalar üretmiştir. Biga Yarımadası'nda yüzeyleyen Eybek graniti de bu topluluklardan biridir. Eybek graniti, 26-21 My (Geç Oligosen-Erken Miyosen) yaşlıdır ve kabukta sığ derinliklere (en fazla 1.5 km) kadar yükselmiş bir plütonik gövde niteliğindedir. Granitin etrafında geniş bir kontak metamorfik zon gelişmiş olup, magma sokulum sıcaklığı 728-775°C arasındadır. Diyoritik bileşimli yarı derinlik kayaları (porfiritler) ve andezitik volkanik kayalar ile birlikte zaman, mekan ve kökende ortaklıklar sergilemekte olup, tipik bir "sub-volkanik plüton" özelliğindedir. Eybek graniti petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre başlıca dört tip kayadan oluşur. Bunlar; granit, granodiyorit-kuvars diyorit, monzonit-kuvars monzonit ve kataklastik granodiyoritlerdir. Bu kayaç grupları birbirleriyle tedrici geçişlidirler. Eybek graniti; metalüminyumlu, subalkalen, orta ve yüksek potasyumlu kalkalkalen özelliktedir. Geniş iyon yarıçaplı (LIL) elementler bakımından zenginleşme, Nb, Ta, P ve Ti bakımından fakirleşmeler magma gelişiminde belirgin dalma-batma kayıtlarının varlığını göstermektedir. İz ve nadir toprak elementleri içerikleri, elementler arası oranlar ve bunların birbirleriyle karşılaştırılmasıyla birlikte izotop verileri Eybek granitinin manto ve kabuk karışımı hibrid bir magma kaynağından türemiş olduğuna işaret etmektedir. Bölgenin jeolojik evrimi içerisinde, Eybek granitinin, Orta-Geç Eosen dönemindeki dilim kopması ve buna bağlı gelişen magmatizma ile KB Anadolu'da Kazdağ silsilesinin bir çekirdek kompleksi olarak yükselme evresi (~ 24 MY) arasındaki kritik bir dönemde geliştiği düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Biga Yarımadası, granit, jeokimya, petrografi, petroloji.

ABSTRACT

The Tertiary magmatic activity in NW Anatolia postdates the continental collision between the Sakarya and Tauride-Anatolide continental fragments during the Late Cretaceous to Early Tertiary period. This magmatism produced mainly granitic plutons and andesitic volcanic rocks. The Eybek granite, which crops out in Biga Peninsula, is one of the representative plutons, and is Late Oligocene-Early Miocene (21-26 Ma) in age. It is an epizone granite which was emplaced into the shallow levels in the crust (~1.5 km). Eybek granite formed contact metamorphism around its periphery. Magmatic temperature is calculated as 728-775 °C. The Eybek granite shows close relationships with dioritic hypabyssal rocks and andesitic-dacitic volcanic rocks in space and time, and may be considered a "subvolcanic pluton". It is formed from four types of rocks on the basis of their petrographic, geochemical and petrological aspects; granite, granodiorite-quartz diorite, monzonite-quartz monzonite and cataclastic granodiorite. Geochemically, it is metaluminous and subalkaline in nature and has medium to high-K calc-alkaline compositions. They show enrichment in large-ion lithophile elements (LILE) and depletion in Nb, Ta, P and Ti in-

dicating a subduction zone-related magmatic signature for their origin. Trace element, REE compositions, interelement ratios and isotope data indicate collectively that the Eybek granite originated from hybrid magma(s) including mantle and crustal components. The geological evolution of NW Turkey indicates that the Eybek granite developed during a particularly critical time span between the slab beak-off event (Middle-Late Eocene) and exhumation of the Kazdağ core complex.

Key Words: Biga Peninsula, granite, geochemistry, petrography, petrology.

GİRİŞ

Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase sonları ile Tersiyer başı zaman aralığında Neo-Tetis Okyanusu kuzey kolunun kuzeye, Sakarya kıtası altına doğru dalıp-batarak tüketilmesiyle, güneydeki Torid-Anatolid platformu ile kuzeydeki Sakarya kıtası çarpışmışlar ve aralarında, tüm kuzey Türkiye'yi kat eden İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şekil 1a). Kuzeybatı Anadolu'da kenet kuşağı gelişiminin ardından, hem kenet kuşağı birimleri; hem de Sakarya kıtasına ait temel kayaları Orta Eosen yaşlı çökel kayalar (Gebeler formasyonu, Akyürek ve Soysal, 1983; Başlamış formasyonu, Akdeniz, 1980) ile uyumsuz olarak örtülmüştür. Bu stratigrafik veri, en azından kıta-kıta çarpışmasının Orta Eosen döneminden önce tamamlanmış olduğunun göstergesidir. Kıta-kıta çarpışmasının ardından, Orta Eosen'den başlayarak tüm batı Anadolu'da yaygın bir magmatik faaliyet meydana gelmiştir. Çarpışma sonrası nitelikli bu magmatik aktivite Orta Eosen döneminde kuzey alanlarda etkin olmuş iken, sırasıyla Oligosen ve Miyosen dönemleri boyunca az çok kesiksiz olarak güneye doğru gençleşerek devam etmiş ve yaygın alanlar kaplamıştır.

Orta Eosen'den Miyosen sonlarına değin etkinliğini sürdürmüş olan bu magmatik aktivite, başlıca granitik kayalar ile bunların yarı derinlik ve yüzey eşdeğeri ürünler oluşturmuştur (Şekil 1b). Birbirleriyle zaman, mekan ve kökünde ortaklıklar sergileyen bu magmatik toplulukların kökeni, tektonik anlamları ve magma kaynağı konusunda günümüzde de sürmekte olan tartışmalar vardır (Fytikas vd., 1984; Yılmaz, 1989; Seyitoğlu vd., 1997; Okay ve Satır, 2000; Delaloye ve Bingöl, 2000; Aldanmaz vd., 2000; Yılmaz vd., 2001).

Biga Yarımadası ve/veya Batı Anadolu'nun Tersiyer magmatizmasının jeolojik-petrolojik nitelikleri üzerinde pek çok çalışma mevcut iken, Eybek graniti üzerine yapılmış analitik veri ağırlıklı

ve ayrıntılı güncel çalışmalar eksiktir. Çok eski haritalar ve raporlar bir yana bırakılırsa, Eybek granitini konu alan çalışmalar başlıca üç grup altında toplanabilir: a) doğrudan Eybek granitini konu alan çalışmalar (Aslaner, 1965; Ayan, 1979), b) Kuzeybatı Anadolu, Biga Yarımadası ve/veya batı Anadolu Tersiyer-Neojen magmatizmasını konu alıp, Eybek granitine de değinen çalışmalar (Bürküt, 1966; Krushensky, 1976; Bingöl vd., 1982; Ercan ve Türkecan, 1984; Ercan vd., 1984; Delaloye ve Bingöl, 2000), c) Biga Yarımadası'ndaki cevherleşmeler, dolayısıyla Eybek granitini de inceleyen çalışmalar (Murakami vd., 2005). Bu çalışmalardan önemli olanları aşağıda kronolojik sırayla özetlenmiştir.

Aslaner (1965)'in Edremit-Havran yörelerini kapsayan çalışma alanı Eybek granitini de içine almaktadır. Yazar; Eybek granitinin Kazdağ masifi kayalarının içine sokulmuş olduğunu, iç kısımlarda homojen, kenar zonlarda kalk-alkalin granitik ve kuvars diyoritik bir yapı gösterdiğini belirterek, granitik gövde içerisinde biyotit-amfibollü ve iki mikalı granitik kayaların varlığını ortaya koymuştur. Bu çalışma kapsamında Aslaner (1965), Eybek granitinden az sayıda ana element jeokimya analizi de yapmıştır. Bu araştırmacı Eybek granitinin yaşını Üst Triyas öncesi olarak vermiştir. Bürküt (1966), Eybek granitini ojit ve biyotitli granodiyorit olarak tanımlamaktadır. Bürküt (1966), birimden az sayıda ana element jeokimya analizi ile birlikte bir örnekten de radyometrik yaş tayini yapmış ve granitin yaşını 35.9 ± 2 My (K-Ar, biyotit) olarak belirlemiştir. Krushensky (1976), Eybek granitinin bir kesimini haritalamış ve petrografik-jeokimyasal özellikleri ile birlikte radyometrik yaşını da araştırmıştır. Yazar birimi granodiyorit, kuvars monzonit olarak tanımlamış ve az sayıda ana element jeokimya analizi yapmıştır. Elde ettiği radyometrik yaş verilerine göre birimin yaşını 23.5 ± 0.6 (K-Ar, biyotit)- 24.2 ± 0.9 My (K-Ar, hornblend) olarak belirlemiştir. Ayrıca graniti kesen pegmatit damarlarının birinden de 22.9 ± 0.6 My (K-Ar) yaş elde etmiştir. Bu araştırmacı, Ey-

bek granitinin çevresinde 20-450 m'ye ulaşan genişliklerde kontak metamorfizma oluşturduğunu ve metamorfizma koşullarının plütonun kenarındaki 5 m kalınlıktaki yersel bir zonda piroksen hornfels fasiyesi koşullarına ulaştığını göstermiştir. Ayan (1979), Eybek granitinin biyotit, ortoklaz ve iki adet tüm kayaç örneği üzerinde 23.9 ± 1.2 ile 30.5 ± 2.2 My (K-Ar) arasında değişen radyometrik yaşlar elde etmiştir. Araştırmacı ayrıca, granitik magmanın eski çevre kayaçları özümlediğini ve granitinin hibrid kökenli olduğunu öne sürmüştür. Bingöl vd. (1982) batı ve KB Anadolu genelinde yapmış oldukları bir çalışma kapsamında, Eybek granitinden de analizler yapmışlar ve birimin KB Anadolu'daki ortaç potasyum değerli seriye ait I-tipi granit özelliğinde olduğunu belirterek, köken olarak kuzey yönlü bir dalma-batma olayını öngörmüşlerdir. Ercan ve Türkecan (1984) ile Ercan vd. (1984)'nin çalışmalarında Eybek granitinin kısa bir petrografik tanımı yapılarak, birim genellikle granodiyorit, yer yer de kuvars monzonit ve hornblendli granit olarak tanımlanmaktadır. Ayrıca Eybek granitinin kalkalkalen nitelikte olduğu ve kalınlaşmış kıta kabuğunun ergimesinden türediği görüşü öne sürülmektedir. Delaloye ve Bingöl (2000)'ün geniş ölçekli çalışmasında Eybek granitinden de 3 adet örnek derlenerek bunlar üzerinde jeokimyasal analizler ve radyometrik yaş tayinleri yapılmıştır. Bu çalışmada Eybek granitinin yitim ile ilişkili bir plüton olduğu ve yaşının da 26.6 ± 0.8 ile 21.1 ± 0.4 My (K-Ar, biyotit ve hornblend) arasında değiştiği belirtilmiştir. Eybek graniti üzerinde yapılmış en güncel ve kapsamlı çalışmalar, Tepeoba köyü (Edremit KD'su) civarındaki bir Cu-Mo-Au cevherleşmesi kapsamında MTA ile Japon jeologların birlikte yaptığı çalışmalardır. Ancak bu çalışmalar çoğunlukla ya ulaşılabilen araştırma raporları halinde veya bildiri özetleri, ya da kısa ve öz makaleler şeklindedir (Murakami vd., 2005). Bu çalışmalarda cevher üzerinde sülfür ve Re-Os izotop çalışmaları, sıvı kapanım çalışmaları, granitler üzerinde de jeokimyasal analizler, K-Ar yaş tayinleri, Sr izotop çalışmaları yapılmıştır. Bu araştırmacıların yayınlarında izotop analizlerinin sayısal değerleri verilmemekte ancak, Eybek graniti için K-Ar yaş verileri sunulmaktadır (flogopit: 23.8 ± 1.2 – 23.8 ± 1.4 ; muskovit: 22.8 ± 1.4 – 24.6 ± 1.4 ; biyotit: 20.3 ± 1.0 – 21.4 ± 1.2 ; ortoz: 34.7 ± 2.0 My). Bu çalışmaların sonuçlarına göre Eybek granite içerisinde granodiyoritik bir ana gövde ve çeperde de yersel

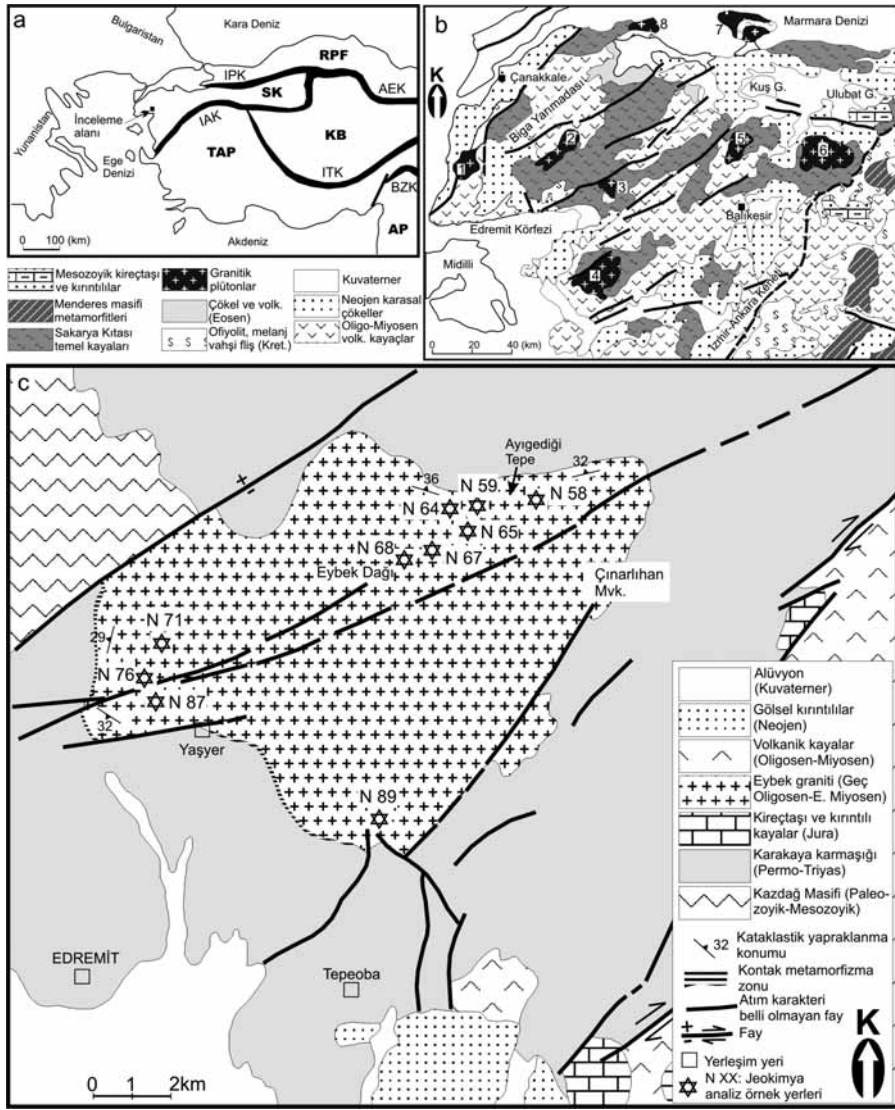
olarak gözlenen granitler yer almaktadır. Granodiyoritik kesim kalkalkalen, I-tipi özelliktedir. Granitler ise S-tipi özellikler sergilemektedir. Sr izotop çalışmalarına göre granitinin gelişimi, granodiyoritlerin yöredeki metapelitik kayaçları özümsemesi şeklinde açıklanmaktadır. Çalışmanın diğer bir önemli bulgusu, plajjoklas-hornblend jeobarometresine göre Eybek plütonunun yaklaşık 7.5 km derinlerde ve 2 kb basınç altında kristallendiğidir.

Bu çalışmada; Eybek granitinin petrografik özellikleri araştırılmış ve birimden tüm kaya jeokimya analizleri ile izotop analizleri yapılmıştır. Elde edilen saha ve laboratuvar verileri, daha önce ileri sürülen görüş ve modellerle karşılaştırılarak tartışılmış ve tüm bu veri esas alınarak, bulgu ve tartışmaların ışığında magma gelişimi, magmatizmanın tektonik ortamı ve kaynak alan özellikleri konuları aydınlatılmaya çalışılmıştır.

JEOLJİK KONUM

Eybek graniti KB Anadolu'da Kazdağları'nın D-GD uzanımında yer alan Kazdağ masifinin dış metamorfik örtüsü (Karakaya karmaşığı; Bingöl vd., 1973a; Okay vd., 1991) içerisine sokulmuş olup, yaklaşık 90 km²'lik bir alan kaplar (Şekil 1c). Dokanak zonlarında kalınlığı yer yer 100-150 m'yi bulan granat, epidot, tremolit, vollaistonit, ve idokrazlı skarn zonu gelişmiştir. Buna göre, Eybek granitinin yöre kayaları içerisine intrüviz olarak yerleşmiş olduğu açıktır.

Eybek graniti içerisinde petrografik olarak birbirinden farklı 4 kayaç grubu ayırdedilmiştir. Bunlardan ilk 3 tip, kayaçların modal mineralojik bileşimlerine göre, 4. tip ise tamamen dokusal özelliklere göre ayırdedilmiştir. İlk 3 grupta yer alan granit (Tip 1), kuvars monzonit (Tip 2) ve granodiyoritler (Tip 3) arasında sahada gözle ayırdedilebilir keskin sınırlar mevcut olmayıp, aksine farklı kayaç grupları arasındaki ilişkiler dereceli geçişlidir. Tip 4 olarak tanımlanmış olan kayaçlar granit gövdesinin kenar zonlarında yer alırlar ve kataklastik yapraklanma-yönelme sergilemektedirler. Bu tip kayaçlar özellikle güney alanlarda Yaşyer köyü dolaylarında, kuzeyde de Ayıgediği tepe civarında tipik olarak görülmektedir. Eybek granitinin KB ve GD dokanakları faylıdır (Şekil 1c, d). Granitik kayaçlar ile metamorfik yöre kayaları arasında, dokanağın birincil olduğu kesimlerde, granit içerisinde irili ufaklı metamorfik anklavlar bulunur. Metamorfik

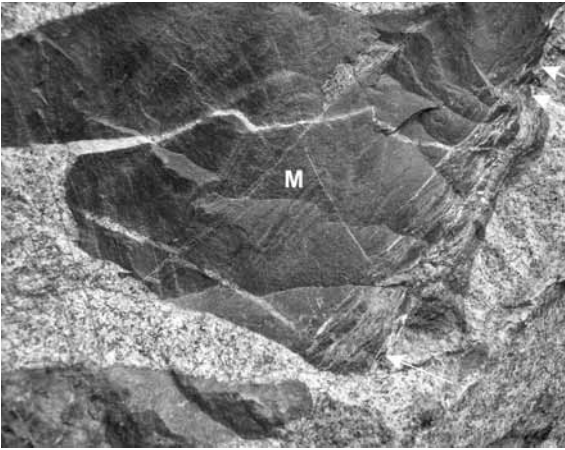


Şekil 1: (a) İnceleme alanının yer bulduru haritası (IPK: İç Pontid keneti, IAK: İzmir-Ankara keneti, AEK: Ankara-Erzincan keneti, BZK: Bitlis-Zagros keneti, ITK: İç Torid keneti, RPF: Rodop-Pontid fragmanı, SK: Sakarya kıtası, TAP: Torid-Anatolide platformu, KB: Kırşehir bloku, AP: Arap platformu), (b) Biga Yarımadası'nda Tersiyer yaşlı granitik ve volkanik toplulukların dağılımını gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası (1: Ezine-Kestanbol plutonu, 2: Evciler plütönu, 3: Eybek graniti, 4: Kozak plütönu, 5: Ilıca-Şamlı plutonu, 6: Çataldağ plütönu, 7: Kapıdağ plütönları, 8: Karabiga-Şevketiye plutonu) (Genç, 1998'den değiştirilerek alınmıştır), (c) Eybek graniti ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Aslaner, 1965; Bingöl vd., 1973b; Okay vd., 1991; Okay ve Satır, 2000'den derlenmiş ve değiştirilmiştir), (d) harita üzerindeki A-A' doğrultusu boyunca jeoloji enine kesiti.

Figure 1 (a) Location map of the study area (IPK: Intra-Pontide suture, IAK: İzmir-Ankara suture, AEK: Ankara-Erzincan suture, BZK: Bitlis-Zagros suture, ITK: Inner Toride suture, RPF: Rodop-Pontid fragment, SK: Sakarya continent, TAP: Toride-Anatolide platform, KB: Kırşehir block, AP: Arbian platform), (b) simplified geology map of the Biga Peninsula, showing the areal distribution of the Tertiary aged granitic and volcanic associations (1: Ezine-Kestanbol pluton, 2: Evciler pluton, 3: Eybek granite, 4: Kozak pluton, 5: Ilıca-Şamlı pluton, 6: Çataldağ pluton, 7: Kapıdağ plutons, 8: Karabiga-Şevketiye pluton) (modified after Genç, 1998), (c) geological map of the Eybek granite and surroundings (Compiled and revised after Aslaner, 1965; Bingöl vd., 1973b; Okay et al., 1991; Okay and Satır, 2000), (d) geological cross section along the A-A' line.

anklavlar hemen her tip granitik kayaç içerisinde bulunabilmekteyse de, plütonik gövdenin kenar zonlarında yaygınlaşmaktadır. Bazı metamorfik anklavların içinde bulunduğu plütonik kayaç ile sınırlarında reaksiyon dokuları gelişmiştir (Şekil 2). Bu özellik, metamorfik anklavların plüton tarafından yer yer özümsemiğini göstermektedir. Eybek granitinin değişik kayaç türleri içinde (Tip 1-4) gözlenen diğer bir anklav türü, mikrogranüler dokulu mafik magmatik anklavlardır. Bunlar, mafik minerallerce zengin, koyu renkli, ince taneli kuvars diyorit ve diyorit bileşimlidirler ve bu özellikleri bakımından Didier ve Barbarin (1991)'in "mafik mikrogranüler magmatik anklav" tanımına uyarlar. Anklavlar genellikle yuvarlak, granitin birincil kenar zonlarında ise uzalmış, lensoidal şekillidirler (Şekil 3). Uzalma yönü granit-yöre kaya dokunağına paraleldir.

Eybek graniti, diyorit-kuvars diyorit bileşimli dayk ve damar kayaçları ile sıkça kesilmektedir. Bunların bazıları tipik sin-plütonik dayklar niteliğindedir. Bu dayklar yanal yönde devamlı olmayıp, kırıklı ve parçalıdır. Koyu renkli dayk malzemesinin parçalanıp kırıldığı kesimler daha açık renkli granitik malzeme ile doldurulmuştur. Bu nedenle sin-plütonik dayklar granit içinde köşeli, aynı yönde dizilmiş ve irili ufaklı çok sayıda anklav kümeleri halinde izlenir. Ayrıca granit,



Şekil 2. Eybek graniti içerisindeki bir metamorfik kayaç anklavı (M) ve bu anklavın kenarları boyunca izlenen tepkime ve özümseme dokuları (ok ile işaretlenmiştir).

Figure 2. Reaction and digestion textures (marked with arrow) along the margins of a metamorphic enclave (M) embedded in the Eybek granite.



Şekil 3. Eybek granitinde uzalmış, lensoid şekilli mafik mikrogranüler magmatik anklav (MME).

Figure 3. Lensoidal shaped and elongated mafic microgranular magmatic enclave (MME) in the Eybek granite.

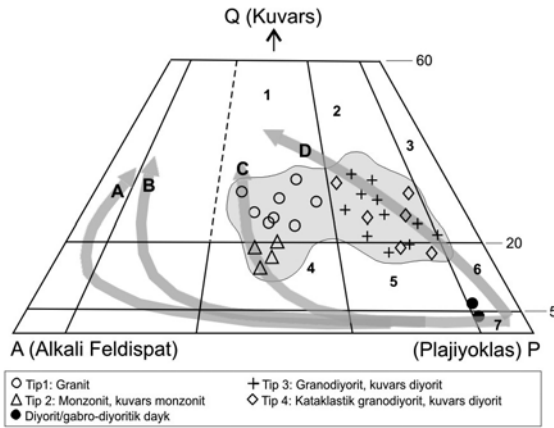
kalınlıkları 1-5 m'yi bulan diyoritik bileşimli porfiri damarlarıyla da kesilmektedir. Bu tür porfiri damarlarının metamorfik temel kayalarını ve breşik granit zonlarını kestiği yerlerde, Tepeoba örneğinde olduğu gibi, molibden ve bakır cevherleşmeleri gelişmiştir.

Eybek graniti kenar zonlarına yakın kesimlerinde sıkça aplitik, seyrek olarak da pegmatitik damarlarla kesilmektedir. Bu damarlar ayrıca metamorfik yöre kayalarını da kesmekte olup, yer yer kataklastik deformasyona uğramışlardır.

PETROGRAFIK ÖZELLİKLER

Eybek granitinin petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla birimden 46 örnek derlenmiş ve bunlardan en taze olan 31'i üzerinde petrografik analizler gerçekleştirilmiştir. Petrografik çalışmalar sonucunda, birim içerisinde birbirinden farklı 4 tip kayaç grubunun varlığı saptanmış olup, bunlar; Tip 1: granit, Tip 2: kuvars monzonit, Tip 3: granodiyorit, ve Tip 4: kataklastik granodiyorit olarak ayırt edilmiştir. Her bir kayaç grubunun modal mineralojik bileşimleri Çizelge 1'de verilmiş ve Şekil 4'deki QAP diyagramında gösterilmiştir.

Granit grubu kayaçlar (Tip 1), yaygınca felsik, az oranda mafik mineral içermeleriyle tanıtmanlardır (Çizelge 1) ve genellikle holokristalen hipidiyomorfik granüler dokuya sahiptirler. Ayrıca bazı örneklerde grafik dokuya da rastlanmıştır.



Şekil 4. Eybek granitinin modal mineralojik bileşimine göre Q-A-P diyagramında (Streckeisen, 1967) sınıflandırılması (1: granit (monzo-granite), 2: granodiyorit, 3: tonalit, 4: kuvars monzonit, 5: kuvars monzo diyorit / kuvars monzo gabro, 6: kuvars diyorit / kuvars gabro, 7: diyorit / gabro; gri oklar Lameyre ve Bonin (1991)'e göre ana plütonik kayaç serileri gidişlerini göstermektedir. A: güçlü alkalin gidişi, B: zayıf alkalin gidişi, C: monzonitik gidişi, D: kalkalkalen gidişi).

Figure 4. Classification of the Eybek granite according to its modal mineralogical composition (Streckeisen, 1967) (1: granite (monzo-granite), 2: granodiorite, 3: tonalite, 4: quartz monzonite, 5: quartz monzo diorite / quartz monzo gabbro, 6: quartz diorite / quartz gabbro, 7: diorite / gabbro; gray arrows indicate the main trends of plutonic rock series. A: strongly alkaline, B: mildly alkaline, C: monzonitic, D: calc-alkaline).

Çizelge 1. Eybek granitinden temsilci örneklerin modal mineral bileşimleri.

Table 1. Representative modal mineralogical composition of the Eybek granite.

Örnek	Tip 1		Tip 2		Tip 3				Tip 4				Dayk						
	N 65	N 64	N 66	N 59	N 58	N 67	N 68	N 69	N 73	N 72	N 87	N 71	N 76	N 88	N 70	N 53	N 89	N 77	N 46
Kuvars	30	35	30	12	11	16	15	15	25	18	18	23	17	18	22	25	7	4	41
Plajiyoklas	40	40	28	34	33	48	45	47	43	42	52	41	45	42	36	38	46	54	37
Alkali Feldispat	15	15	40	36	31	10	12	16	9	8	7	8	9	9	13	13	3	6	18
Hornblend				10	14	14	13	10	14	16	14	15	16	14	11	12	17	16	1
Biyotit	10	7		5	6	7	10	8	8	9	6	9	10	6	8	10	15	9	3
Diyopsit/Ojit				1	3		2			4		eser			1		8	10	
Sfen	3	2	1	1		3	1	2		1	1	2	1	2	2	eser	eser	eser	
Apatit							eser	eser	eser	eser		eser	1	eser	eser	1	eser	eser	
Zirkon							eser	eser	eser		eser		eser		eser				
Opak min.	2	1		2	2	2	2	2	1	2	2	2	2	3	2	1	3	1	eser
Rutil		eser							eser		eser								
Serisit*		eser		eser	eser	eser	eser	eser		eser			1	2eser		eser			
Klorit*	eser	eser		1	eser	eser	eser	eser		eser			3	2	1				
Muskovit*			1											1	1	eser			

* işaretli olanlar alterasyon ile gelişmişlerdir. N 89 ve N 77 no.lu örnekler diyorit/gabro-diyorit, N 46 örneği ise aplitik dayklara aittir

* indicates the alteration minerals. N 89 and N 77 are the diorite/gabbro-dioritic dikes, and N 46 is the aplitic dike.

Plajiyoklaslar (An_{23-30}) genellikle zonlanmasız ve ikizlidir. Alkali feldispatlar karsbad ikizli ve peritik ortoz ile temsil edilir. Kuvarlar ya özşekilsiz taneler halinde bulunur veya diğer minerallerin aralarındaki hacimleri doldurmaktadır. Mafik minerallerden egemen olan biyotitlerdir. Bunlar kısa-prizmatik ve levhamsı taneler şeklindedir. Bazı örneklerde seyrek olarak küçük hornblend kristallerine de rastlanmıştır. Sfen ve opak mineraller tüm oranlarda aksesuar mineralleri olarak bulunurlar.

Kuvars monzonit bileşimli kayaç grubunda (Tip 2) ana mineraller alkali feldispat ve plajiyoklastır (Çizelge 1). Bu kayaç grubu, Eybek graniti genelindeki tüm diğer kayalardan daha iri tanelidir. Özellikle plajiyoklas ve alkali feldispatlar iri kristaller halinde bulunurlar. Plajiyoklaslar genellikle oligoklas ve az oranda da andezin (An_{26-34}) bileşimlidir. Ortoz türü ile temsil olunan alkali feldispatlar çoğunlukla poikilitik dokulu ve peritik özelliktedir. Kuvarlar neredeyse tamamıyla iri ortoz ve plajiyoklasların aralarını doldurmaktadır. Kuvars monzonitik kayaçların mafik mineralleri hornblend, biyotit ve diyopsit/ojit türü klinopiroksendir. Bunlara aksesuar mineralleri olarak sfen, apatit, opak mineraller ve zirkon eşlik etmektedir. Grup genelinde gözlenen ana doku tipi holokristalen hipidiyomorfik-ksenomorfik granüler dokudur.

Granodiyorit grubu adı altında genelleştirilen kayaçlar (Tip 3) aslında granit-granodiyorit, kuvars diyorit türü kayaçları kapsamaktadır. Bu grup kayaçlar hornblend ve biyotitin fazlaca ge-

lişim gösterdiği, nadiren klinopiroksenli, zonlu plajiyoklas kristallerine sahip kayaçlardan oluşur. Kimi zonlanmasız ve albit ikizli kristallerin (010) yüzeylerinde yapılan sönme açısı ölçümlerine göre plajiyoklaslar An_{12-32} arasında değişen bileşimlerdedir. Bazı örneklerde farklı evrelerde gelişmiş plajiyoklas kristalleri belirlenmiştir. Bunlardan erken evrede kristallenmiş olanlar kısmen korozyona uğratılmış olup, daha sonra gelişmiş olan plajiyoklas ve/veya alkali feldispatların içinde kapantı halinde yer almaktadır. Tip 3 kayaçları genellikle holokristalen hipidiyomorfik granüler dokuludurlar ve aksesuar mineralleri olarak sfen, zirkon, apatit ve opak mineraller içerirler.

Eybek granitinde petrografik incelemelere göre ayırt edilen son kayaç grubu kataklastik granitlerdir (Tip 4). Tip 4 kayaçları, diğer grup kayaçlardan farklı olarak bileşimden bağımsız, sadece dokusal niteliklere bağlı olarak ayırt edilmiştir. Bu gruba dahil olan kayaçlar zayıfça yönlü/yapraklanmalı kayaçlardan başlayarak, nispeten ileri derecelerde kataklastik granitlere değin uzanır. Zayıf dereceli kataklastik kayaçlar granit gövdesinin kuzey dokanağı boyunca, daha ileri dereceli kataklastik kayaçlar da G-GB dokanak boyunca görülür.

Düşük dereceli kataklastik granitik kayaçlar Higgins (1971) sınıflamasına göre "kataklasit" olarak tanımlanmıştır. Kataklasitlerde gözlenen ana petrografik özellik tanelerdeki mekanik etkilerdir. Bunlar kuvars kristallerinde uzalma, kırılma-ezilme-ufalanma ile birlikte kristaller arasında dantel şekilli girift sınırlar, plajiyoklas ve alkali feldispatlarda kristal kenarlarında ezilme ve kırılanmalar ile mika ve hornblend kristallerinde uzalma yönünde birbirine paralel dizilmeler şeklinde kendini göstermektedir. Zayıf dereceli kataklastik kayaçlarda gözlenen diğer unsurlar, plajiyoklas kristalleri ile alkali feldispatlar arasında mirmekit gelişimleri ve mafik minerallerde kloritleşmeler, mikalarda bükülmelerdir.

Zayıf dereceli kataklastik kayaçlara göre daha ileri dereceli kataklastik granitik kayaçlar "protomilonit" (Higgins, 1971) olarak tanımlanmıştır. Protomilonitlerde mekanik etkiler egemendir ve buna az oranda yeni mineral gelişimi eşlik etmektedir. Protomilonitlerin ana özellikleri S/C foliasyonlarının gelişimi, plajiyoklas porfiroklastları çevresinde yeni jenerasyon kuvars kristallenmesi ile muskovit ve klorit gelişimidir. Bu ka-

yaçlarda alkali feldispat ve plajiyoklaslar ile az oranda da kuvarslar iri porfiroklastlar halinde olup, ezilmiş-ufalanmış kuvarso-feldispatik matriks ile kuşatılmışlardır. Porfiroklastları kuşatan matriks tümüyle yönlenmiştir. Kayaçların birincil biyotitleri ile yeni gelişmiş olan muskovit türü mikaları da matrikse paralel olarak dizilmişler ve porfiroklastları kuşatır konum kazanmışlardır. Kuvarslarda ezilme ve kırılmalar, mekanik uzalmalar, dalgalı sönme örnekleri ve mikalarda bükülmeler ile kink bantlaşmaları diğer ana özelliklerdendir.

JEOKİMYASAL ÖZELLİKLER

Eybek granitinden derlenen örneklerin arasından tüm gövdeyi temsil edebilecek nitelikte 10 adet taze örnek seçilerek analiz edilmişlerdir. Bu örneklerden 9 tanesi granitik kayaçlardan, 1'i de graniti kesen diyorit bileşimli bir damardan alınmıştır. Ayrıca jeokimyasal analizi yapılan bir örnek üzerinde Sr ve Nd izotop analizleri de gerçekleştirilmiştir. Analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir.

Yöntem

Jeokimyasal analizleri yapılacak olan örnekler önce İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü Mineral Hazırlama Laboratuvarı'nda öğütülerek toz haline getirilmişlerdir. Daha sonra analiz edilmek üzere ACME Laboratuvarına (Kanada) toz halinde gönderilmiş ve ACME Laboratuvarının belirlediği 4A ve 4B gruplarının (ana, iz ve nadir toprak elementleri) analiz edilmesi istenmiştir.

4A paketinde ana elementler ICP-ES (Jarrel Ash Atomcomp Model 975) ile iz ve nadir toprak elementleri ise (4B paketi) ICP-MS (Perkin Elmer Elan 6100 ICP-Mass Spectrometer) ile yapılmıştır. 4A paketi için, 0.2 g örnek 1.5 g Li-BO₂ ile karıştırılmış ve bu karışım "kül fırınında" 15 dakika süre ile 1050°C de ısıtılmıştır. Erimiş karışım hemen alınarak 100 ml % 5'lik HNO₃ içerisine dökülmüştür. Elde edilen çözelti daha sonra 2 saat kadar titreşime tabii tutulmuş ve sonra polipropilen deney tüplerine konulmuştur.

Hazırlanan çözeltiler ICP ES (Jarrel Ash Atomcomp Model 975) de buharlaştırılarak ana element oksitleri ve bazı iz elementlerin (Ba, Ni, Sr, Sc, Y ve Zr) okunması sağlanmıştır. Ayrıca ateşte kayıp için de 1 g'lık örnekler üzerinde işlem yapılmıştır. Analizler sırasında onaylanmış

Çizelge 2. Eybek granitinden derlenen temsilci örneklerin jeokimya analiz sonuçları ($t\text{Fe}_2\text{O}_3$: toplam demiroksit).
 Table 2. Representative geochemical data for the Eybek granite ($t\text{Fe}_2\text{O}_3$): total iron.

Örnek	Tip 1		Tip 2		Tip 3		Tip 4		Dayk	
	64	65	58	59	67	68	71	76	87	89
SiO ₂	54.25	61.65	74.14	73.24	60.28	62.05	62.03	61.08	60.31	50.21
TiO ₂	0.81	0.46	0.16	0.16	0.74	0.67	0.6	0.65	0.67	0.78
Al ₂ O ₃	15.4	18.62	13.11	13.6	16.16	15.79	16.21	16.88	16.64	13.29
Fe ₂ O ₃	8.09	4.57	1.43	1.2	5.97	5.82	5.91	6.16	6.57	8.35
MnO	0.2	0.06	0.01	0.01	0.1	0.1	0.11	0.11	0.12	0.13
MgO	5.49	1.96	0.39	0.38	2.95	2.74	2.54	2.54	2.78	9.42
CaO	7.24	5.21	1.5	1.62	5.65	5.25	5.82	6.05	6.37	8.85
Na ₂ O	2.51	4.13	2.31	2.41	3.46	3.36	3.76	3.92	3.87	2.72
K ₂ O	4.6	2.64	6.16	5.91	3.37	3.28	1.99	1.83	1.95	1.6
P ₂ O ₅	0.26	0.13	0.03	0.02	0.24	0.21	0.14	0.16	0.14	0.25
A.Z.	0.7	0.7	0.5	1.2	0.8	0.5	0.7	0.3	0.4	4.1
TOPLAM	99.55	100.1	99.74	99.75	99.72	99.77	99.81	99.68	99.82	99.7
A.S.I.	0.99	1.02	0.69	0.97	0.82	0.84	0.85	0.86	0.83	0.59
Mg#	34.92	38.77	57.34	45.89	49.43	48.27	45.97	44.99	45.63	69.09
Sc	22	9	2	2	14	12	14	14	14	28
Cr	191.59	13.69	6.16	6.16	20.53	20.53	6.16	6.84	13.69	444.76
V	152	77	25	20	125	111	120	138	142	186
Ni	20	6.6	2.7	2.3	5.9	6.1	2.7	2.8	2.6	79.6
Co	26.5	11.4	2.7	2.6	16	14.7	14.1	14.5	15.8	34.8
Cu	17.2	7.4	8	12	8.4	86.8	9.5	9.1	12.5	3.4
Zn	35	27	11	10	24	30	33	38	33	20
Ga	17.5	19	12.1	11.6	17.6	17.4	17.2	17.5	20.8	14.9
Rb	194.3	105.6	190.5	186	113.4	114.4	59.3	55.4	65.7	100.8
Sr	552.9	789.5	485.3	504.8	736	636.5	554.8	529.6	587.8	733.7
Y	39.2	15.9	9.8	8.8	26.3	20.2	27.5	26.7	28.7	25.5
Zr	160.2	148.7	146.4	122	160.5	184.6	183.2	227.8	147.1	125.7
Nb	14.3	9.9	4.1	4	14.7	12.5	6.8	5.9	7.1	7.9
Cs	4.7	4.1	5.6	5.4	4	4.9	1.7	1.9	3.6	3.3
Ba	858	653	1174	1139	1291	1081	896	894	787	841
La	42.6	32.2	110.3	94.8	56.8	49.7	22.7	28.7	30.4	51.7
Ce	92	58.7	174.5	142.4	101.5	84.1	46.9	50.6	55.1	91.1
Pr	11.15	6.12	16.07	13.33	11.5	9.62	5.67	6	6.33	10.84
Nd	45.6	22.6	48.2	38.8	43.3	31.5	20.9	22.5	27	42.9
Sm	9.3	4.2	5.4	4.4	7.6	5.5	4.7	4.5	5.4	8.1
Eu	1.69	1.28	0.75	0.82	1.73	1.47	1.14	1.24	1.34	1.86
Gd	7.71	2.96	2.8	2.33	5.76	4.31	4.41	4.75	5.18	5.48
Tb	1.29	0.54	0.37	0.3	0.84	0.6	0.76	0.77	0.74	0.83
Dy	6.38	2.63	1.75	1.4	4.61	3.68	4.32	4.76	4.71	4.5
Ho	1.29	0.48	0.29	0.28	0.87	0.66	0.91	0.87	0.89	0.84
Er	3.44	1.32	1.03	0.87	2.5	2.07	2.74	2.52	2.95	2.26
Tm	0.54	0.23	0.16	0.16	0.38	0.33	0.46	0.42	0.4	0.35
Yb	3.53	1.61	1.06	0.93	2.57	1.99	3.08	2.93	2.9	2.26
Lu	0.49	0.24	0.2	0.15	0.38	0.33	0.44	0.47	0.46	0.31
Hf	4.6	4.2	5.1	4.3	5	5.1	4.8	5.7	4.3	3
Ta	0.8	0.8	0.6	0.5	1.2	0.9	0.5	0.4	0.5	0.5
Pb	5.4	4.1	4.8	4.5	1.9	3.2	2.8	2.1	1.8	3.5
Th	16.6	22.1	93.4	100.5	17.1	32.3	10.1	12.7	10.9	20.3
U	3.7	8.2	14.5	16.2	5.8	7.3	3.1	2.6	3.3	3.5
La _n /Lu _n	57.29	65.62	9.03	13.94	15.53	15.64	5.36	6.34	6.86	17.32
Eu/Eu*	0.59	0.78	0.61	1.11	0.8	0.92	0.77	0.82	0.77	0.85
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr					0.70731					
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd					0.51245					

referans gereçleri de analize tabi tutulmuş ve bunlardan elde edilen sonuçlar gerçek değerleri ile karşılaştırılarak analizlerin doğruluk ve hassaslık dereceleri test edilmiştir. Gerekli görüldüğü durumlarda analizler tekrarlanmıştır. Referans malzemeleri arasında ACME Laboratuvarı'nın rutin olarak kullandığı CANMET SY-4, STD SO-17 gibi malzemelerin yanı sıra, yazarların isteği doğrultusunda USGS standartlarından W-2, AGV-1, GSP-2, BCR-2'de analiz edilerek daha sağlıklı sonuçların elde edilmesi sağlanmıştır.

Nadir toprak elementleri (REE) analizleri için örnek hazırlanma işlemleri yukarıda belirtilen yöntemlerle, ancak ICP-MS (Perkin Elmer Elan 6100 ICP-Mass Spectrometer de; Grup 4B) yapılmıştır. REE analizlerinde Ba, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Y, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb ve Lu elementleri analiz edilmişlerdir. 0.5 gramlık ikinci bir örnek grubu ise Aqua Regia içerisinde çözündürülmüş ve yine ICP-MS ile analiz edilerek Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl ve Zn element değerleri saptanmıştır. ICP-MS analizlerinde de yine yukarıda belirtilen USGS standartları yazarların kendi örnekleriyle birlikte analiz edilmiştir.

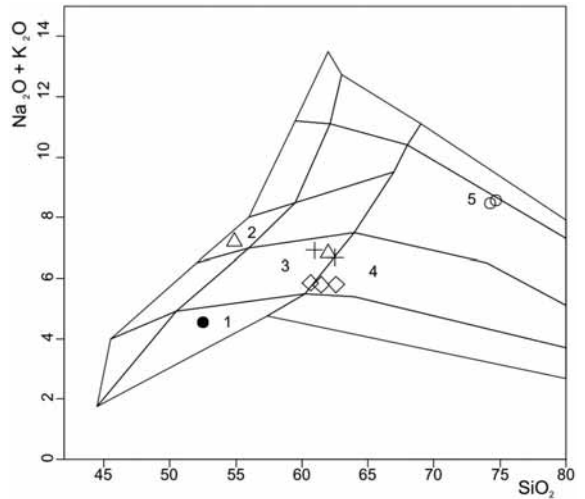
Eybek granitinden sadece bir örneğin izotop analizinin yapılması sebebiyle, analiz yöntemi ayrıca verilmemiştir (izotop analiz yöntemi hakkında gerekli bilgiler <http://www.uni-tuebingen.de/geo/fg/index.html> web adresinden temin edilebilir).

Jeokimya Verileri ve Değerlendirme

Sınıflama ve Ana Element Oksitleri Özellikleri

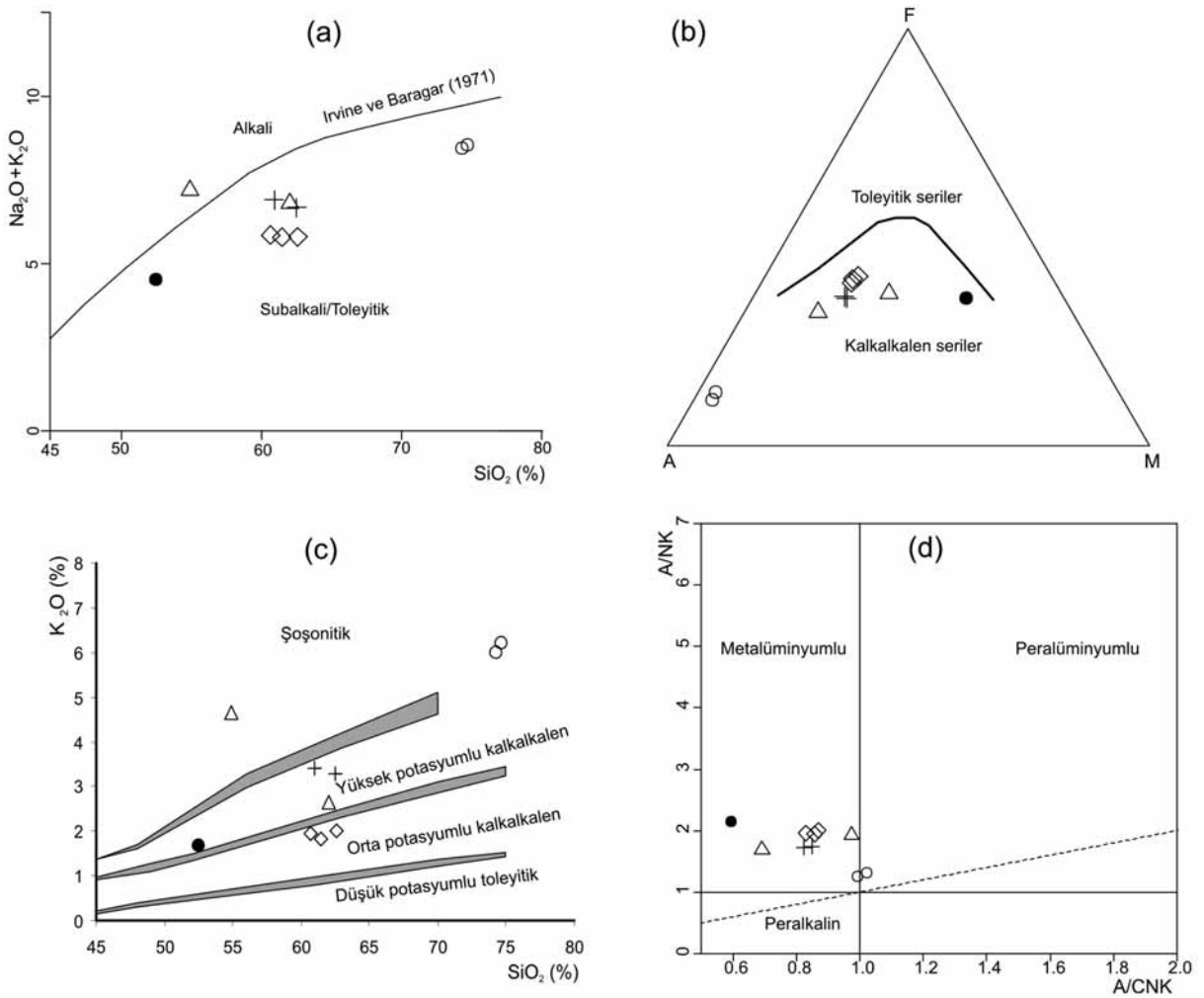
Eybek granitinde SiO_2 değerleri 54.88 ile 74.71 (%) arasında değişmekle birlikte, çoğu 60-62 (%) arasında, bir adet dayk örneği de 52.52 (%) değerine sahiptir (Çizelge 2). Middlemost (1994)'un toplam alkalilere karşı silika (TAS) diyagramında örnekler kuvars diyorit, kuvars monzodiyorit, granodiyorit, kuvars monzonit ve monzonit olarak sınıflandırılmıştır. (Şekil 5). Eybek graniti örnekleri birisi dışında tümüyle subalkali özelliktedir ve tipik bir kalkalkalen özellik sergiler (Şekil 6a, b). K_2O ile SiO_2 arasındaki ilişkiye göre örnekler orta ve yüksek potasyumlu olarak ayrılırlar (Şekil 6c). Örneklerin kalkalkalen özelliği petrografik sonuçlarla da destek-

lenmektedir. Nitekim, QAP diyagramı (bkz. Şekil 4) üzerinde Lameyre ve Bonin (1991) tarafından önerilen başlıca plütonik kayaç serilerinin gidişleri de gösterilmiş, Eybek granitinin bu serilerden kalkalkalen seriler ile uyumlu olduğu belirlenmiştir. Eybek graniti Şekil 6d'de verilen Shand (1943) indeksinde metalüminyumlu olarak sınıflandırılır. Örneklerin bu nitelikleri ASI indeksi ile de desteklenmektedir [ASI, alüminyum doygunluk indeksi = $\text{Molar Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; $\text{ASI} > 1$, ise peralüminyumlu, < 1 metalüminyumlu] (bkz. Çizelge 2). Debon ve Le Fort (1983) tarafından önerilen, A-B parametrelerinin kullanıldığı diyagramda (Şekil 7) Eybek graniti örnekleri aşağıdaki başlıca nitelikleri sergilemektedir: örneklerin tümü metalüminyumlu bölgede yer almakta ve "IV" ile "V" bölgeleri arasındaki sınır boyunca uzanan bir gidiş izlemektedirler (Şekil 7). Debon ve Le Fort (1983)'a göre, A-B diyagramının metalüminus bölgesinde yer alan granitik kayaç grupları mafik mineral olarak hemen her zaman hornblend ve biyotit içermekte, bazen de bunlara klinopiroksenler ile birincil magmatik epidotlar eşlik etmektedir. Bu mineralojik bileşim Eybek granitinin bileşimi ile



Şekil 5. Eybek granitinin toplam alkalilere karşı silika (TAS) diyagramında (Middlemost, 1994) sınıflandırılması (1: kuvars diyorit, 2: monzonit, 3: kuvars monzodiyorit, 4: granodiyorit, 5: granit) (Simgeler Şekil 4'deki gibidir).

Figure 5. Classification of the Eybek granite on the total alkali versus silica (TAS) diagram (Middlemost, 1994) (1: quartz diorite, 2: monzonite, 3: quartz monzodiorite, 4: granodiorite, 5: granite) (Symbols are the same as in Figure 4).



Şekil 6. Eybek granitinin (a) Na₂O+K₂O'ya karşı SiO₂ diyagramında, (b) AFM diyagramında (Irvine and Baragar, 1971), (c) K₂O'ya karşı SiO₂ diyagramında (Rickwood, 1989) ve (d) A/CNK'ya karşı A/NK diyagramında (Shand, 1943) sınıflandırılması (Simgeler Şekil 4 ile aynıdır).

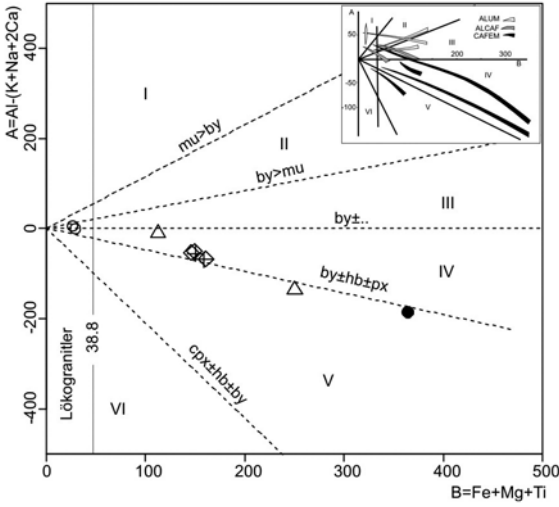
Figure 6. Classification of the Eybek granite (a) on the Na₂O+K₂O versus SiO₂ diagram, (b) on the AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971), (c) on the K₂O versus SiO₂ diagram (Rickwood, 1989), and (d) on the A/CNK versus A/NK diagram (Shand, 1943) (Symbols are the same as in Figure 4).

uygundur. A-B diyagramında (Şekil 7) metalüminyumlu bölgede çizilmiş olan ve IV ile V alanlarını birbirinden ayıran çizgi hornblend + biyotit (hb±by) içeren topluluklar ile klinopiroksen + hornblend (cpx±hb) içeren toplulukları birbirinden ayırmaktadır. Bu diyagramda Eybek granitinin konumu incelendiğinde, örneklerin (1 dayk ile 1 granit örneği dışında) tümünün hb±by toplulukları alanında kümelendiği görülür. Tüm bu çıkarımlara göre Eybek granitinin kafemik ve metalüminyumlu tipte olduğu sonucu elde edilir.

Debon ve Le Fort (1983)'a göre; kafemik granit serileri ya sadece manto, ya da daha yaygın olarak manto bileşeninin baskın olduğu, kabuk

ve manto karışımı hibrid magma kaynağından türemektedir. Kimyasal ve mineralojik bileşimlerden türetilen verilere göre Eybek graniti de böyle hibrid bir kaynaktan kökenlenmiş olmalıdır. Bu sonuç, aşağıdaki paragraflarda iz, nadir toprak elementleri (REE) ve izotop verileri ışığında ayrıca tartışılmıştır.

Ana element oksitlerinin SiO₂'e karşı davranışlarına bakıldığında, CaO, MgO, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃ ve magnezyum numarasının (Mg# = molar 100xMgO/[MgO+tFe₂O₃]) artan SiO₂ ile düzenli bir şekilde azaldığı, Na₂O ve K₂O'da düzensiz bir dağılım ile Al₂O₃'da ise % 62 SiO₂ değerine kadar artış ve buradan sonra bir azalma



Şekil 7. Eybek granitinin B-A diyagramında (Debon ve Le Fort, 1983) sınıflandırılması (Simgeler Şekil 4 ile aynıdır. I, II ve III numaralı alanlar peralüminyumlu, IV, V ve VI no'lu alanlar ise metalüminyumlu bölgelere karşılık gelmektedir. mu: muskovit, by: biyotit, hb: hornblend, cpx: klinopiroksen, px: piroksen, ALUM: alüminyumlu, ALCAF: alümino-kafemik, CAFEM: kafemik topluluklar).

Figure 7. Classification of the Eybek granite on B-A diagram of Debon and Le Fort's (1983) diagram (Symbols are the same as in Figure 4. I, II and III fields represent the peraluminous, and IV, V and VI fields display the metaluminous domains. mu: muscovite, by: biotite, hb: hornblende, cpx: clinopyroxene, px: pyroxene; ALUM: aluminous, ALCAF: aluminocalcic, CAFEM: calcic association)

eğilimi gözlenir (Şekil 8). Harker diyagramlarında gözlenen bu özellikler, genel olarak, analizi yapılan kayaçların ortak bir kökene sahip olduklarını ve farklı bileşimdeki kayaçların oluşumunda fraksiyonel kristallenmenin de rol oynadığına işaret etmektedir.

Eybek graniti örneklerinde MgO içeriği tipik granitik kayaçlardan (Tip 1) kuvars diyoritik örneklerle (Tip 3 ve 4) ve diyoritik dayk örneğine doğru dereceli olarak artar. Buna bağlı olarak, magnezyum numarası da (Mg#) 35 ile 69 arasında değişim gösterir. 69'a ulaşan Mg# değeri graniti kesen dayk kayacına aittir. Bu örnek hariç tutulduğunda, magnezyum numarası değerlerinin 35 ile 45 arasında olduğu (sadece 58 no'lu Tip 2 kayacında 57 değerine ulaşmaktadır) görülmektedir. Bu değerlere göre, Eybek granitini oluşturan

magmanın ileri derecede evrimleşmiş bir kaynaktan türemiş olduğu sonucu çıkarılabilir.

İz ve Nadir Toprak Elementlerinin (REE) Dağılımı

Eybek granitinin iz element içerikleri MORB ve kondrite normalize edilmiş diyagramlar üzerinde incelenmiştir (Şekil 9 ve 10). Normal tip okyanus ortası sırt bazaltlarına (N-OOSB) normalize edilmiş örümcek diyagramlarına bakıldığında, göze çarpan ana özellikler; belirgin bir LIL element (K, Rb, Ba, Th, U, vd.) zenginleşmesi, Nb, P ve Ti elementlerinde belirgin negatif anomaliler ile REE'lerde tüketilmelerdir (bkz. Şekil 9). Değişik tip kayaçlar için iz element dağılımları ayrı ayrı irdelendiklerinde, gerek pozitif gerekse negatif anomalilerde Tip 1 kayaçlarının (granit örnekleri) diğerlerine göre daha şiddetli pikler verdikleri görülür.

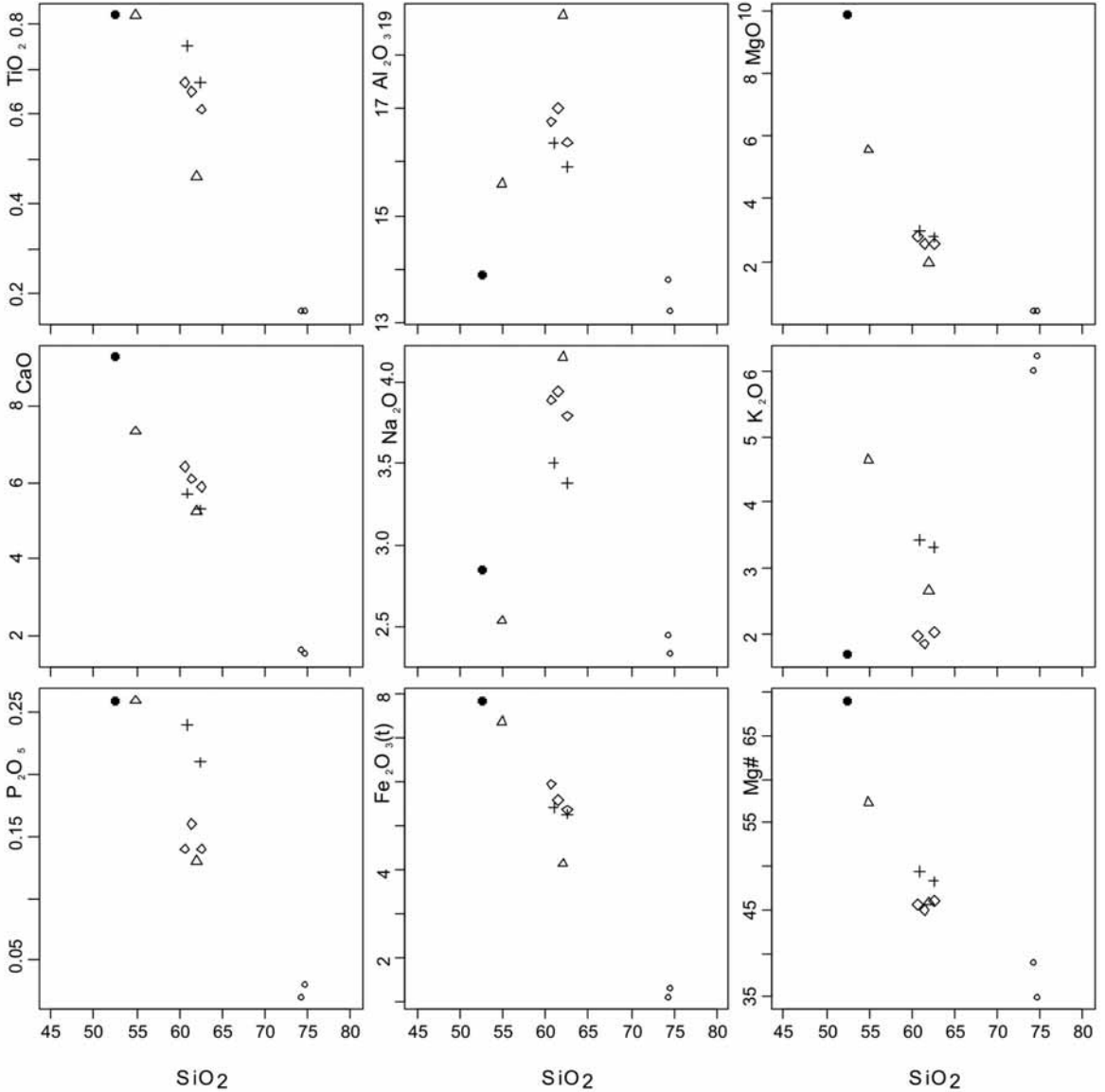
Eybek granitinin toplam REE içeriği 131 ile 362 ppm arasında değişim göstermektedir. Bunların C1 türü kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramındaki dağılımları irdelendiğinde, aşağıdaki başlıca karakteristiklere sahip oldukları anlaşılmaktadır. LREE'lerde belirgin, ancak kayaç tiplerine göre değişken bir zenginleşme vardır. Bu nedenle, La_n/Lu_n oranları 5.36 ile 65.62 arasında değişim (ortalama olarak= 21.28'dir). Kayaç tiplerine göre bu oranlar Çizelge 2'de verilmiştir. Bu değerlerden anlaşılacağı gibi, kuvars diyoritik-granodiyoritik kayaçlardan (5.36-15.53) granitlere doğru bu oran giderek artar ve Tip 1 kayaçlarında en büyük değerlere ulaşır (57.29-65.62). Kondrite normalize edilmiş örümcek diyagramında gözlenen bir diğer unsur, MREE'lerde belirgin bir tüketilmenin varlığıdır. HREE'lerde ise, MREE'lere oranda bir miktar zenginleşme söz konusudur (bkz. Şekil 10). Bunun sonucu olarak, Tip 2'ye ait 58 no'lu örnek hariç, yukarı doğru konveks, kaşık şekilli bir desen gözlenir. Böyle bir desenin genellikle amfibol ayrılaşmasının sonucunda geliştiği bilinmektedir. Şekil 10'dan çıkarılabilecek diğer bir sonuç, Eybek graniti örneklerinde az çok negatif bir Eu anomalisinin varlığıdır. Bilindiği üzere, bir kayaçta Eu anomalisinin varlığı Eu/Eu^* oranı ile ($= Eu_n / (Sm_n + Gd_n)^{0.5}$) tanımlanmaktadır. Bu oran 1 değerinden büyükse pozitif, küçükse negatif bir anomaliden söz edilir. Eybek graniti örneklerinde bu değerler: Tip 1 (granit) için 0.59-0.78, Tip 2 (kuvars monzonit) 0.61-1.11, Tip 3 (granodiyorit) 0.80-0.92, Tip 4 (kataklastik granodiyorit) 0.77-0.82 ve graniti kesen dayk için de 0.85 düzeyindedir. Bu değerlere göre, Eu ba-

kımından genellikle orta derecede negatif anomalinin varlığından söz edilebilir. Bu negatif anomali plajiyoklas ayrılaşmasına işaret etmektedir. Tip 2 serisinden bir örnekte (örnek 59) ise zayıf bir pozitif Eu anomalisi (1.11) vardır.

İzotop Verileri

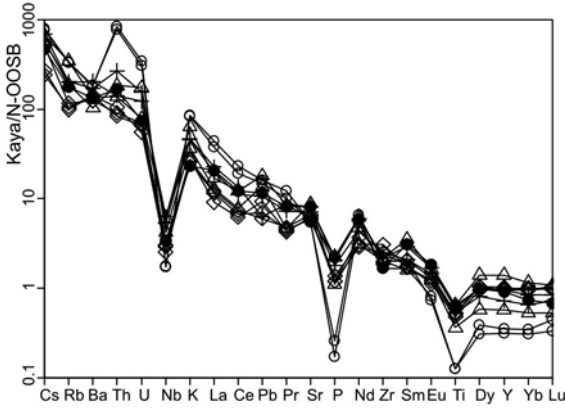
Bu çalışmada sadece bir örnek üzerinde (Tip 3-granodiyorit; örnek 67) Sr ve Nd izotop analizi yapılmış olup, literatürde de Eybek granitine ilişkin başka izotop verisine rastlanmamıştır. Bu neden-

le, sadece belirtilen örneğin izotop değeri hakkında bilgi verilmiş ve değerlendirme yapılmıştır. Örnek 67'de ölçülmüş $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı 0.707313, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranı ise 0.512453'dür. Ölçülen bu izotop değerleri, birimden elde edilen radyometrik yaşların (Krushensky, 1976; Delaloye ve Bingöl, 2000) ortalaması olan 23.3 My'a göre hesaplanarak ilksel izotop oranları $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}=0.707165$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}=0.512437$ ve $\epsilon\text{Nd}_{(T; 23.3)}=-3.3$ olarak bulunmuştur. Negatif ϵNd değerleri Eybek granitini oluşturan magmanın zenginleşmiş manto veya manto ile kabuk kö-



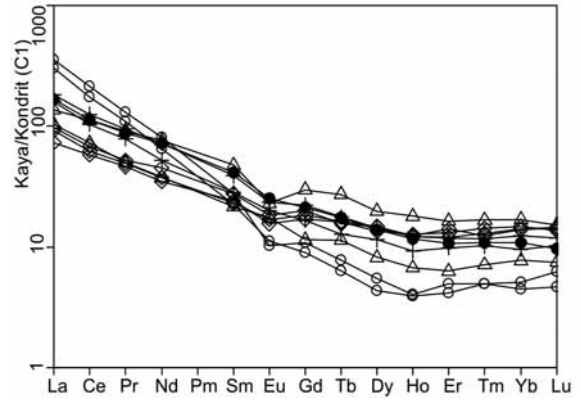
Şekil 8. Eybek graniti ana element oksitlerinin SiO_2 ile değişimlerini gösterir Harker tipi diyagramlar (Simgeler Şekil 4 ile aynıdır).

Figure 8. Major oxides variations diagrams against the SiO_2 for the Eybek granite (Symbols are the same as in Figure 4).



Şekil 9. Eybek graniti için N-OOSB'a (normal tip okyanus ortası sırt bazaltı) normalize edilmiş çoklu element dağılım örnekleri (Normalleştirme değerleri Sun ve McDonough, 1989'dan alınmıştır. Simgeler Şekil 4'deki gibidir).

Figure 9. N-MORB normalized multi-element patterns for the Eybek granite (Normalizing values are after Sun and McDonough, 1989. Symbols are the same as in Figure 4).



Şekil 10. Eybek granitinde Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri dağılım örnekleri (Normalleştirme değerleri Boynton, 1984'den alınmıştır. Simgeler Şekil 4'deki gibidir).

Figure 10. Chondrite normalized REE patterns for the Eybek granite (Normalizing values are after Boynton, 1984. Symbols are the same as in Figure 4).

kenli hibrid bir kaynaktan türemiş olduğuna işaret etmektedir (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

Yerleşme ve Sıcaklık Koşulları

Saha jeolojisi ve petrografik çalışmalar ile Eybek granitinin kabukta sığ derinliklere yerleşmiş (epizonal) bir magmatik gövde olduğu sonucuna varılmıştır. Bunu destekleyen başlıca veriler aşağıda sunulmuştur.

a) Eybek graniti kendisiyle yaşıt ve bileşim olarak da benzer volkanik kayalarla birliktelik göstermektedir (Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Genç, 1998).

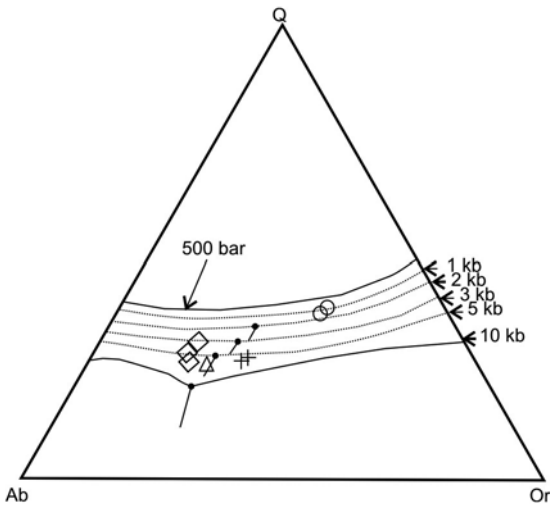
b) Granit, yaş ve bileşimce kendisiyle benzer porfiri damarları ile yer yer kesilmektedir. Bu porfiri damarları bazı alanlarda, birimin üstünde yer alan volkanik seri içerisinde sonlanmakta ve onlarla yanar geçişler göstermektedir (Genç vd., 2004).

c) Granitin kenar zonlarında genişliği yer yer 100-150 m'ye ulaşabilen kontak metamorfizma ve skarn zonu gelişmiştir (bkz. Şekil 1c).

d) Eybek granitine komşu alanlarda yapılan jeokimyasal-petrolojik çalışmalarda (Yılmaz vd., 2001; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Genç, 1998) yaşları kabaca 24-20 My olan volkanik kayalar ile granitlerin aynı kökenden türemiş oldukları belirtilmektedir.

Bu verilere göre; Eybek graniti kabukta sığ derinliklere yerleşmiş, bir kesimi hipabisal porfiri tip kayaları oluşturmuş, bir kesimi de yüzeye ulaşarak volkanik istifi meydana getirmiştir. Dolayısıyla Eybek graniti "sub-volkanik plüton"lar kategorisine dahildir. Eybek granitinin dokusal özellikleri de bu sonucu destekler niteliktedir. Çünkü granit gövdesi içerisinde (a) derinde ve yavaş soğuma ile katılan hipidiyomorfik granüler dokulu kesimler ve (b) kabukta sığ derinliklerde ve hızlı soğuma sonucu katılan grafik, granofirik ve mikrogranüler porfirik dokulu kesimler mevcuttur.

Eybek granitinden alınan bazı örneklerde kayanın ana bileşenlerini oluşturan kuvars, plajiyoklas ve alkali feldispat oranları hemen hemen birbirine eşit görünmekte ve bunların toplamı % 80'i aşmaktadır. Ko-ötektik kristallenmeyi düşündüren bu veri, petrografik incelemelerde görülen grafik-granofirik dokuların varlığı ile desteklenmektedir. Bu tür örneklerin Tuttle ve Bowen (1958)'in Q-Or-Ab üçgen diyagramında üçlü en küçük kristallenme (ternary minimum) noktasının yakınında yer alması (Şekil 11), kabukta sığ derinliklerde (0.5 kb) ko-ötektik bir kristallenmeyi göstermektedir. Q-Or-Ab diyagramında Tuttle ve Bowen (1958)'in önerdiği farklı P_{H_2O} eğrileri eklenmiş, sonuçta Eybek granitine ait bazı örneklerin önemsiz sapmalar dışında,



Şekil 11. Eybek graniti örneklerinin Tuttle ve Bowen (1958)'in Q-Ab-Or-(H₂O) sistemindeki yeri (Simgeler Şekil 4 ile aynıdır).

Figure 11. Q-Ab-Or-(H₂O) triangle diagram (Tuttle and Bowen, 1958) for the Eybek granite (Symbols are the same as in Figure 4).

0.5 kb (1.5 km) koşullarına kadar yükselip kristallendikleri anlaşılmıştır. Bu veri, Eybek granitinin evrimine epizonda, derinlerde başlayıp, subvolkanik derinliklere kadar yükselmiş olduğunu göstermektedir. Petrografik-mineralojik özelliklerden hareketle elde edilen bu sonuç Murakami vd. (2005)'nin plajjoklas-hornblend jeobarometre hesaplamaları ile elde ettikleri, yaklaşık 2 kb basınç ve 7.5 km derinlik değerleriyle de uyum içerisindedir.

Eybek granitinde Zr içeriği, 122 ile 227 ppm arasında değişmektedir (bkz. Çizelge 2). Örneklerin bazılarında zirkon mineralinin aksesuar minerali olarak bulunduğu da petrografik çalışmalar ile belirlenmiştir. Watson ve Harrison (1983) ile Watson (1996)'a göre, granitik kayalarda kayacın bulk zirkon içeriğinden hareketle, soku- luma yapan magmanın sahip olabileceği en yüksek sıcaklık koşulu hesaplanabilmektedir. Bu araştırmacıların önerdikleri formüllere göre hesaplamalar yapılarak, Eybek granitinin en yüksek sokulum sıcaklığının genellikle 728 ile 775° C arasında değiştiği belirlenmiştir.

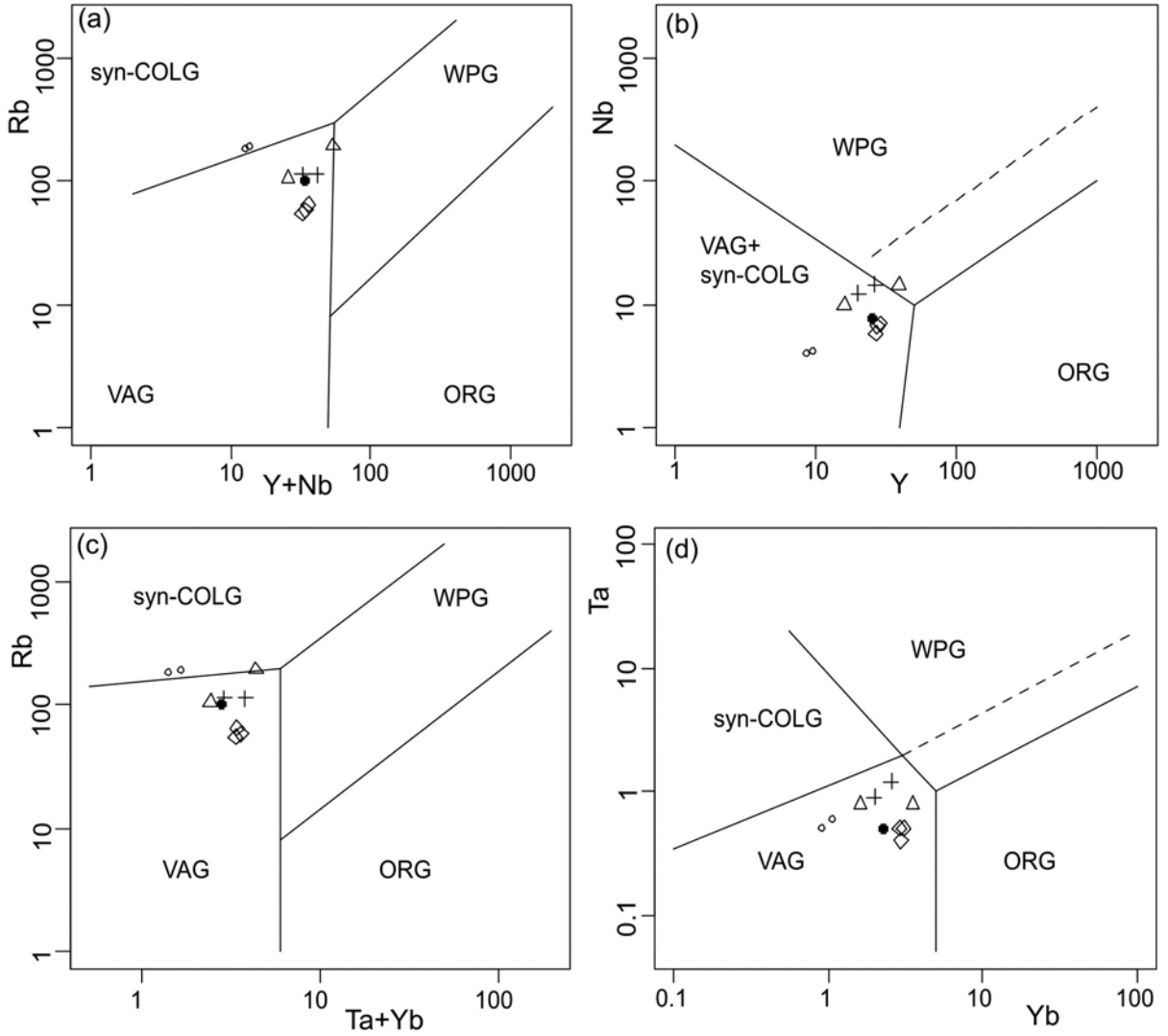
VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ VE TARTIŞMA

Eybek graniti ve bu granitin bir parçası olduğu KB Anadolu genç magmatizması üzerindeki en

önemli tartışmalar; magmanın kaynak alanı, magma gelişimini denetleyen tektonik ortam ve magmanın zaman içindeki evrimi konularında yoğunlaşmaktadır. Bu tartışmalara ve magmatizmanın özellikleri üzerinde öne sürülen değişik model ve görüşlere değinilmeden önce, sadece jeokimyasal verilerden hareketle Eybek granitinin tektonik ortamının ne olabileceği sorusu irdelenmiştir. Jeokimya temeline dayalı çalışmalarda bu amaçla, analiz sonuçları tektonik ayırım diyagramları olarak bilinen ve magma gelişim ortamları hakkında ön fikirler ve yaklaşımlar sağlayabilen birkaç diyagrama izdüşürülmekte, buradan elde edilen sonuçlar yorumlanmaktadır. Buna paralel olarak, Eybek graniti örnekleri de bir dizi tektono-magmatik ayırım diyagramına uygulanmış ve aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

Pearce vd. (1984) tarafından granitik kayaların tektonik ortamlarını ayırt etmek için önerilen bir dizi diyagramda (Şekil 12) Eybek graniti örnekleri volkanik yay granitleri ve çarpışma ile yaşit granitler olarak sınıflandırılmaktadır. Benzeri sonuçlar Batchelor ve Bowden (1985) ile Wood (1980)'un önerdikleri diyagramlarda da görülür (burada ayrıca gösterilmemiştir). Dolayısıyla sadece bu tip tektono-magmatik ayırım diyagramlarına bakıldığında, Eybek graniti yay graniti olarak değerlendirilebilir. Nitekim geçmişte bazı araştırmacılar (örneğin; Fytikas vd., 1984; Delaloye ve Bingöl, 2000) bu görüşü savunmuşlardır. Gerçekten bu görüşü kuvvetlendiren jeokimyasal bulgular sadece örneklerin bir dizi tektono-magmatik ayırım diyagramlarında yay graniti olarak sınıflandırılması değildir. Örneğin, Eybek graniti örneklerinin tümünde önemli bir LILE zenginleşmesi ile çarpıcı bir negatif Nb anomalisi (ve negatif P ile Ti anomalileri; bkz. Şekil 9) bu düşüncüyü destekleyen jeokimyasal bulgulardır. Ancak bu veriler, doğrudan Eybek granitinin yay graniti olarak tanımlanabilmesi için yeterli değildir. Zira, yay granitleri ile çarpışma ile ilgili granitik topluluklar jeokimyasal olarak birbirlerinden çok zor ayrılmakta, bazen da ayrılmamaktadır (örneğin, Pearce vd., 1984).

Eybek graniti örneklerinde Pb içerikleri 1.8-5.4 arasındadır. Tüm kayaç tiplerinin genel Pb ortalaması ise 3.41 ppm'dir. Bu değerler, ilksel mantolarda (P-MORB), normal MORB, zenginleşmiş MORB, okyanus adası bazaltları (PM: 0.185, N-MORB: 0.30; E-MORB: 0.60; OIB: 3.20; Sun ve McDonough, 1989) ve kıtasal kabuk değerleri (üst kabuk: 17-18, Shaw vd.,



Şekil 12. Eybek granitinin tektonik ortam ayrımı için iz element ayrım diyagramları: (a) Rb - Y+Nb, (b) Nb - Y, (c) Rb - Ta+Yb ve (d) Ta - Yb diyagramları (Pearce vd., 1984) (Simgeler Şekil 4'dekiler ile aynıdır).

Figure 12. Trace element discrimination diagrams for the Eybek granite: (a) Rb vs Y+Nb, (b) Nb vs Y, (c) Rb vs Ta+Yb and (d) Ta vs Yb diagrams (Pearce et al., 1984) (Symbols are the same as in Figure 4).

1994; Rudnick ve Gao, 2004; orta kabuk: 15-15.3, Gao vd., 1998; Rudnick ve Fountain, 1995; Rudnick ve Gao, 2004; alt kıtasal kabuk: 3.3-6.0, Rudnick ve Taylor, 1987; Shaw vd., 1994; Rudnick ve Fountain, 1995; Taylor ve McLennan, 1985, 1995) ile karşılaştırıldığında, örneklerin Pb içeriklerinin OIB ve alt kıtasal kabuk ile uyum içinde olduğu görülmektedir. Örneklerin Ce içerikleri 46.9 – 174.5 ppm arasında değişmekte olup, ortalama olarak da 89.7 ppm'dir. Bu değerler Rudnick ve Gao (2004) tarafından önerilen alt kıta kabuğu (20-21 ppm), orta kabuk (53 ppm) ve üst kıtasal kabuk ortalama değerinden (63 ppm) de yüksektir. Birimin

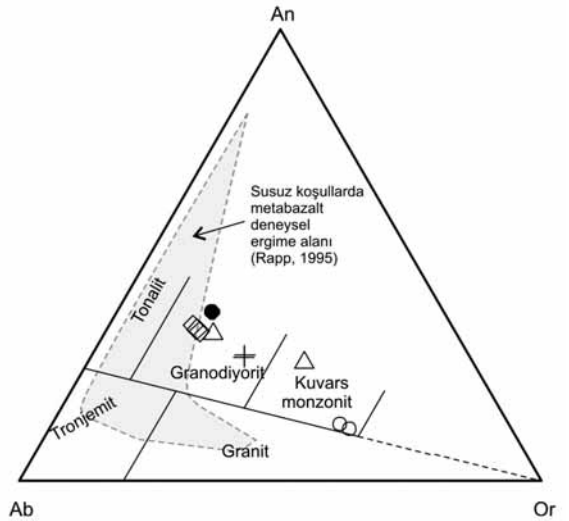
genelinde Ce/Pb oranları ortalama olarak 26.3 ppm'dir. Literatürde MORB için verilen Ce/Pb oranları 25'dir (Hart and Gaetani, 2006). Ayrıntıda bu değerler BSE (Bulk Silicatic Earth): 11, N-MORB: 24.1, EM1: 20.5±0.4, EM2: 20.9±1.4 ve HIMU: 32.1±2.0 olarak verilmektedir (Hofmann, 2006; Hofmann vd., 1986; Hart ve Gaetani, 2006). Önerilen bu değerler gözetildiğinde, Eybek graniti örneklerinin BSE değerinin üzerinde ve N-MORB ile benzer olduğunu görülmektedir. Benzer şekilde, örneklerin Nd/Pb oranları ortalama 11.07'dir ve bu değer N-MORB ortalama (23), BSE değeri (8.3), OIB ortalama (15), üst genel kıtasal kabuk değer-

leri (1.6 – 3.6) ile karşılaştırıldığında, daha çok BSE değeri üzerinde ve N-MORB ve OIB ile benzer olduğu görülür. Pb, Nd ve Ce içerikleri ve elemental oranları birlikte değerlendirildiğinde, Eybek granitinin ne tamamen MORB (veya OIB), ne de kıta kabuğuna benzediği sonucuna ulaşılmaktadır. Bu sonuç da magmanın her iki kaynaktan kökenlenmiş hibrid nitelikli olabileceği görüşünü güçlendirmektedir. Bu durum, Eybek granitinin izotop içeriğinden de anlaşılabilir. Çünkü elde edilen ilksel Sr ve Nd değerleri sırasıyla $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}=0.707165$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}=0.512437$ (ve $\hat{\text{A}}\text{Nd}(T: 23.3)=-3.3$)'dır. Bu değerler, Batı Anadolu tüketilmiş manto değerleri (Kula; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70321-0.70317$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513023-0.513068$; Gülen, 1990) ve KB Anadolu'da üst kıtasal kabuk değerleri ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71320-0.71910$; Bingöl, 1971) veya literatürden derlenmiş kıta kabuğu ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71730-0.71730$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51218$; Plank ve Langmuir, 1998) değerleri ve tüketilmiş manto verileri ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70274-0.70311$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5130-0.5131$; Saunders vd., 1988) ile karşılaştırıldığında, Eybek granitinin izotop değerlerinin manto ve kabuk değerleri arasında yer aldığı görülür. Bu da magma gelişiminde tekdüze ve/veya homojen bir kaynaktan çok, manto ve kabuk bileşenleri içeren hibrid bir magmatizmanın varlığına işaret ediyor olmalıdır. Nitekim, Aldanmaz vd. (2000) batı Anadolu'da Eybek graniti ile aynı dönemde gelişen volkanik kayaların yaklaşık %10-50 oranında kabuk malzemesi içerdiğini petrolojik modellerle ortaya koymuşlardır.

Eybek graniti gerek mineralojik, gerekse jeokimyasal karakteri bakımından I-Tipi granitlerle yakın benzerlikler gösterir. Örneklerin metalüminyumlu karakteri, magmanın kıtasal kökenli ve peralüminyumlu sedimanter bir protolitin ergimesinden türemediğini açıkça ortaya koymaktadır. Bu durumda, magma kaynağı olarak metalüminyum karakterli bir manto veya aynı karakterde magmatik (volkanik veya plütonik) kaynağın aranması gerekliliği ortaya çıkmaktadır. Şekil 13'de gösterilen normatif bileşenlerine göre Eybek graniti örneklerinin susuz metabazalt veya amfibolit ergimesinden (alt kıtasal kabuk) türemiş olmadığı görülmektedir. Rapp vd. (1991), Rapp (1995) ile Rapp ve Watson (1995)'un deneysel verilerine göre sadece 1000°C 'nin üzerindeki sıcaklıklarda metabazaltik-amfibolitik kaynağın dehidrasyonel ergimesi ile metalüminyumlu, yüksek Na_2O ve düşük magnezyum nu-

maralı granitik magmalar gelişmektedir. Şekil 14'de gösterildiği gibi, Eybek graniti örnekleri Na_2O bakımından metabazalt-amfibolitlerden türeyen magmalara göre daha fakirdir. Örneklerin belli bir kaynak alanında kümelenmedikleri, metabazalt, metaandezit ve metagrovak bölgelerinde saçıldıkları diyagramda görülmektedir. Bu tartışmaların ışığında, Eybek graniti için söz konusu olabilecek magma kaynakları: (a) metasomatize edilmiş ve zenginleştirilmiş bir manto kamasının kısmi ergimesi (buna altere okyanus kabuğunun kısmi ergimesi de eşlik edebilir), (b) kıtasal kökenli ve andezit bileşimli magmatik kayaların ve metagrovakların kısmi ergimesi, (c) manto kökenli magmaların kıtasal kökenli magmalar ile karışması veya manto kökenli magmanın kıta kabuğu gercisi ile kirletilmesi ve hibridleşme olabilir.

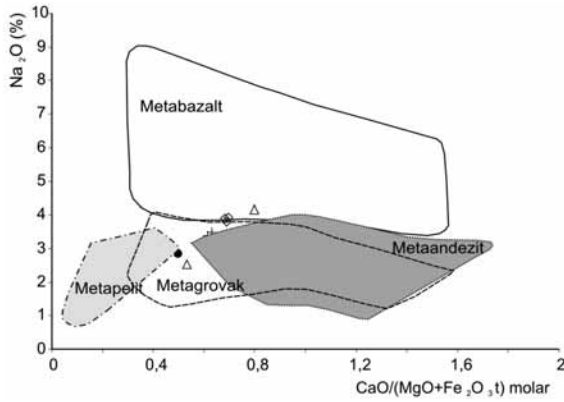
Metasomatize edilmiş bir kaynağın varlığı, Eybek granitinde açık bir şekilde gözlenen LILE (geniş iyon yarıçaplı elementler)'deki (örn., Rb, Ba, Th, K) zenginleşme ve Nb, Ta gibi elementlerdeki negatif anomalilerden görülmektedir



Şekil 13. Eybek graniti örneklerinin normatif feldispat üçgen diyagramındaki (An-Ab-Or; O'Connor, 1965) konumu (Gri gölgeli kesim susuz koşullarda metabazalt ergimesi ile üretilen magma alanını temsil etmektedir. Rapp, 1995. Simgeler Şekil 4'deki gibidir).

Figure 13. Normative Ab-Ab-Or triangle diagram (O'Connor, 1965) for the Eybek granite (Gray shaded field indicates the melting experiments of metabasalts under anhydrous conditions. Rapp, 1995. Symbols are the same as in Figure 4).

(bkz. Şekil 9). Bu etkiler, dalan levhadan ayrılan elementlerin manto kamasına katılmaları ve kısmi ergime olayları sırasında zenginleşmeye neden olmaları şeklinde açıklanabilir. Bu esnada, Nb ve Ta gibi HFS (kalıcılığı yüksek elementler) dalan levhada tutulmakta ve manto kamasına katılmamaktadır (Perfit vd., 1980; Pearce, 1983; Arculus ve Powel, 1986). Ayrıca, benzer etkiler manto kökenli olup, kıtasal kabuk ile kirletilmiş magmalarda da izlenmektedir. Bunun en tipik örnekleri doğu Anadolu'daki Ağrı Dağı volkanı örneğinde görülebilmektedir (Pearce vd., 1990).



Şekil 14. Eybek granit örneklerinin Na_2O (%) – molar $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{tot}})$ diyagramı. (Diyagram içindeki alanlar belirtilen ana kayaların ergimesinden türeyen ergiyik alanları olup, Altherr ve Siebel, 2002'den alınmıştır. Semboller Şekil 4'deki gibidir).

Figure 14. Na_2O (%) versus molar $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{tot}})$ diagram for the Eybek granite (Fields display the partial melts obtained from the melting of different protoliths indicated in the figure, after Altherr and Siebel, 2002. Symbols are the same as in Figure 4).

Eybek granitinin tümüyle kıtasal kökenli andezit, granodiyorit ve metagrovak gibi bir kaynağın kısmi ergimesinden türemesi mümkün görünmemektedir. Çünkü birimden elde edilen Sr izotop değeri kıtasal kayaların ergimesinden türemiş granitik kayalar için nispeten düşük, Nd değeri ise yüksektir. Ayrıca epsilon Nd değeri, (-3.3) manto ve kabuk karışımını işaret etmektedir. Bu veri, yukarıda değinilen olasılıklardan sonucunu (c şıkkı) desteklemektedir. Dolayısıyla, Eybek granitinin oluşumu için manto ve kabuk karışımı hibrid bir kaynak, önerilebilecek en uygun çözümdür.

Magma kaynak alanı irdelemelerini izleyen diğer önemli soru, Eybek granitinin ne tür bir tektonik rejimin etkisi altında geliştiğidir. Bu soru aslında KB-B Anadolu'nun genç magmatizmasının kökeni sorusu ile özdeştir. Literatürden bildirildiği üzere, söz konusu alanlarda çalışan araştırmacılar birbirleri ile örtüşmeyen çözümler ve modeller önermişlerdir. Aşağıdaki paragraflarda bu modellerin özellikle Eybek granitinin gelişim zamanına (26-21 My) karşılık gelen bölümleri özetlenerek, bu çalışmada elde edilen veriler ve bölgesel jeolojik özellikler ışığında tartışılmıştır.

1. *Süregelen yay ortamı ile magma gelişimi:* Bu görüş, Fytikas vd. (1984)'nin çalışmalarından bu yana değişik zamanlarda değişik araştırmacılar tarafından dile getirilmiştir. Fytikas vd. (1984) tarafından önerilmiş olan bu model, kuzey alanlarda var olan bir yitim (dalma-batma) zonunun zaman içerisinde gençleşerek güneye doğru göç etmesi ve buna bağlı olarak magmatik etkinliğin de güneye doğru gençleştiğini savunmaktadır. Bu modele göre Eybek graniti "yay graniti" olarak değerlendirilmektedir (Ercan, 1979; Fytikas vd, 1984; Gülen, 1990; Delafoye ve Bingöl, 2000).

Jeokimyasal veriler, Eybek granitini oluşturan magmanın gelişiminde önemli miktarlarda yitim kayıtlarının varlığına işaret etmektedir. Ancak bölgede, jeolojik ve yapısal olarak o dönemde aktif bir yayın varlığına işaret eden herhangi güçlü bir veri bulunmamaktadır. Literatürde mevcut tek veri, Kiklad adalarında dar bir alandaki Eosen yaşlı mavi şistlerin varlığıdır (Avigad vd., 1997). Ancak, Kiklad'lardaki Eosen yaşlı mavi şistlerle yaşıt olan ve KB Anadolu'da yüzeylenen bazı volkanik ve plütonik birimlerin (örneğin, Fıstıklı graniti ve Kızderbent volkaniti, Balıklıçeşme volkanikleri, Orhaneli granitik plütonu) çarpışma sonrası magmatizması (post-collisional) ürünlerini temsil ettikleri son yıllardaki çalışmalarla ortaya konmuş durumdadır (Harris vd, 1994; Genç ve Yılmaz, 1997; Genç, 1998; Altunkaynak ve Dilik, 2006; Altunkaynak, 2007).

2. *Gerilme-kabuk incilmesi yoluyla magmatizma gelişimi:* Bu modele göre Batı Anadolu, Geç Oligosen'den günümüze değin sürekli K-G yönlü bir gerilme rejiminin etkisindedir ve magmatizma tümüyle "Basin and Range" tipi gerilmeli bir magmatizma niteliğindedir (Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu vd., 1997). Bu model altında değerlendirilebilecek bir diğer görüş, Okay ve Satır

(2000)'ın KB Anadolu'da Kazdağ çekirdek kompleksinin sıyrılıp yükselmesine dayanarak gerilmenin Geç Oligosen'den itibaren aktif olduğu ve masifin kuzeyinde yer alan Evciler granitinin (ve aynı kategorideki Eybek granitinin) gerilme ile yaşıt geliştigiidir. Benzer bir görüş Yaltırak ve Okay (2004) tarafından da önerilmiştir.

Eybek graniti ve Kazdağ çekirdek kompleksinin sıyrılma yaşları ile sıyrılmaya bağlı gelişen metamorfizma yaşları hemen hemen üstelenmektedir. Bu durum, ilk bakışta Eybek granitinin gerilme ile yaşıt (syn-extensional) bir granitik gövde olduğunu düşündürmektedir. Ancak; kuzey alanlardaki Orta Eosen magmatik yaşlı birimler bir yana bırakılırsa, Biga Yarımadası'ndaki volkanizmanın yaşları 26-27 My'lara değin inmektedir. Diğer taraftan, söz konusu volkanik birimlerin bölgenin aynı yaştaki plütonik kayaçlarla mekan ve kökensel açıdan ortak oldukları da bilinmektedir (Yılmaz, 1989; Genç, 1998; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1998; Yılmaz vd., 2001). Kazdağ çekirdek kompleksini oluşturan gerilmenin yaşları Okay ve Satır (2000) tarafından 24 My olarak verilmiş olduğuna göre, 25 My yaşlı Balya dasiti (Ağdemir vd., 1994), 27-25 milyon yıl yaşlı Katrandağ plütonu (Delaloye ve Bingöl, 2000), 27-31 My yaşlı Evciler plütonu (Delaloye ve Bingöl, 2000) ve 26-21 My yaşlı Eybek graniti etkinliklerine Biga Yarımadası'ndaki gerilmeli tektonik rejim öncesinde başlamış olmalıdırlar. Biga Yarımadası'nda yüzeylenen Tersiyer yaşlı (Orta Eosen-Üst Miyosen) volkanik birimlerinin Üst Oligosen-Alt Miyosen aralığında (26-21 My) gelişmiş olanları volkanik etkinliklerine gerilme rejiminin başlamasından yaklaşık 2 My kadar önce başlamış ve sürekli olarak 20 My dönemine kadar devam etmiştir. Diğer taraftan, Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Eosen'den itibaren başlayıp kesiksiz bir şekilde Oligosen sonuna değin sürmüş olan magmatik etkinliğin ürünleri petrolojik olarak birlerine benzerler. Bu petrolojik ortaklık da yukarıda varılan sonucu destekleyen diğer bir bulgudur. Kazdağ veya Menderes masifi çekirdek komplekslerine (Bozkurt ve Park, 1994; Okay ve Satır, 2000; Yaltırak ve Okay, 2004) benzer kıtasal gerilmeli alanlarda sıkça görülen sıyrılma ile yaşıt, tümüyle kıtasal malzemenin kısmi ergimesinden türemiş "S" tipi granitlerin Eybek alanında olmayışı da aynı modelin geçerli olamayacağına işaret etmektedir.

Eybek graniti tümüyle metamorfik temel kayalarının içine yerleşmiştir. Metamorfik temel kayaları

ise, Eybek graniti ile yaşıt volkanik kayaçlar ve bunlarla stratigrafik ilişkili çökel kayaçlar tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Bu ilişkilere dayanarak, Neojen yaşlı çökel ve volkanik kayaçların oluştuğu dönemde granitin henüz yüzeylenmemiş olduğu ileri sürülebilir. Ancak, inceleme alanı dışında (Küçükkuuyu civarındaki Mihlıçay kuzeyinde Sarıyer sırtı, Narlı köyü yakınlarında Sarıkız tepe dolayında), literatürde Küçükkuuyu formasyonu olarak adlandırılan (Siyako vd., 1989) gösel türbidit istifi içinde granit çakıl ve bloklarının bulunması (Yılmaz vd., 1997), Erken Miyosen başında Eybek granitinin kısmen yüzeylenmiş olduğuna işaret etmektedir. Bu yüzeylenme, granitin katılmasından sonra gerçekleşmiş olmalıdır.

3. Çarpışma sonrası'nda (post-collisional) farklı mekanizmalarla magmatizma gelişimi: Bu başlık altında toplanan modeller, Eosen'den günümüze değin devam eden çarpışma sonrası magmatizmasının değişik dönemlerde farklı tektonik rejimler altında geliştiğini savunmaktadır ve kendi içinde farklı modelleri içerir.

3.a. Sıkışma-kıta kabuğu kalınlaşması yolu ile magma gelişimi: Bu modele göre Batı Anadolu, Geç Kretase'den Orta Miyosen sonlarına değin K-G yönlü sıkışmalı bir tektonik rejimin etkisi altındadır ve sürekli kısalıp kalınlaşmıştır. Bunun sonucunda da bölgede "Tibet-Tipi" bir magmatizma gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1989; Genç ve Yılmaz, 1997; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1998; Yılmaz vd., 2001).

3.b. Dilim kopması (slab break-off) ya da kıtasal litosferin kısmen veya tamamen giderilmesi (lithospheric delamination- partial delamination) ile magmatizma gelişimi: Batı Anadolu'da kıta-kıta çarpışmasının ardından, dilim kopması nedeniyle magmatizma gelişimi gerek KB Anadolu'daki Eosen yaşlı granitler (Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004; Altunkaynak, 2007), gerekse Eybek graniti ile benzer özellikler gösteren Oligo-Miyosen yaşlı granitlerin (Boztuğ vd., 2006) gelişimi için önerilen güncel bir modeldir. Bu model, kopan dilim tarafından boşaltılan hacimin sıcak astenosfer tarafından işgal edilmesi sonucunda, nispeten soğuk ve daha önceki dalma-batma olayları ile metasomatize olmuş kıtasal litosfer tabanının sıcak astenosfer tarafından kısmi ergimeye uğratılması esasına dayanır. Aldanmaz vd. (2000) batı Anadolu genç magmatizması üzerine yaptığı petrolojik çalışmada, Eybek graniti ile yaşıt (Geç Oligosen-Erken Miyosen) volkanik toplulukların kıta li-

tosferi tabanının kopup astenosfere gömülmesine (delamination) bağlanmış, volkanizmanın sergilediği dalma-batma imzalarını da daha önce meydana gelen (Geç Kretase-Erken Tersiyer) yitim olayının etkileri şeklinde açıklamıştır. Bu mekanizmada da, dilim kopması modelinde olduğu gibi, manto ve kabuk kombinasyonundan türemiş magmalar gelişebilmektedir (Aldanmaz, 2000). Tümüyle yay ve tümüyle gerilme modeli dışında kalan bu modeller, az çok benzerdir ve bazı ortak özellikler sergilerler. Bu modellerin tümü, manto gereci ile kabuksal malzeme karışımı bir magmatizmanın oluşumunu açıklayabilmektedir.

Yılmaz (1989) tarafından ana hatlarıyla ortaya atılan sıkışma ve kıtasal kalınlaşma modeli, ayrıntılar bir yana bırakılırsa, aslında bu başlık altındaki tüm alt mekanizmaları da kapsar niteliklidir. Geçmiş yıllarda "Tibet-Tipi" olarak tanımlanan ve sıkışma rejimi altında geliştiği düşünülen magmatizma, güncel olarak sadece kısalıp-kalınlaşma şeklinde değil, kıtasal litosferin kısmen yada tamamen koparak astenosfer içine gömülmesi ve hatta dalan okyanus kabuğundan dilim kopması ile kıtasal litosfere ısı transfer edilerek kısmi erozyona uğratılması (convective removal) mekanizmaları ile açıklanmaktadır (Boztuğ vd., 2006; Altunkaynak ve Dilek, 2006). Bu çerçeveden bakıldığında, Eybek granitinin Orta Eosen'de meydana gelmiş olan dilim kopması mekanizmasını izleyen dönem ile (Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004; Altunkaynak ve Dilek, 2006; Altunkaynak vd., 2006) Kazdağ çekirdek masifinin (Okay ve Satır, 2000) oluştuğu dönem arasında gelişmiş olduğu görülmektedir. Orta Eosen-Geç Oligosen dönemleri arasında kabuk katkısının giderek artması ve dalma-batma kayıtlarındaki azalma (Altunkaynak ve Dilek, 2006) ile bölgenin jeolojisi, süregelen deformasyon nedeniyle dilim kopmasının ardından kabuk kalınlaşmasının bir süre daha devam ettiğine işaret etmektedir. Bu nedenle Eybek granitinin gelişimi yukarıda (3a) ve (3b) modelleri başlığı altında tanımlanan petrojenetik mekanizmalarla mümkün görünmektedir. Bölgesel jeolojik araştırmaların sonuçları ve yapısal veriler ile stratigrafik ilişkiler Eybek granitinin ikinci maddede bahsedilen sıyrılmaya fayları denetiminde yüzeylenmiş olabileceğini düşündürmektedir.

SONUÇLAR

Eybek graniti; diyoritik yarı derinlik kayaçları (porfiritlet) ve andezitik volkanik kayaçlar ile birlikte zaman, mekan ve kökende ortaklıklar ser-

gileyen tipik bir "sub-volkanik plüton"dur. Başlıca dört tip kayaç grubundan oluşur. Bunlar, granit, granodiyorit-kuvars diyorit, monzonit-kuvars monzonit ve kataklastik granodiyoritlerdir. Kataklastik granitler granit gövdesinin kuzey ve güneybatı sınırı boyunca yaygındır. Eybek graniti kabukta 1.5 km kadar sığ derinliklere yükselmiş epizonal bir plütondur. Zirkon doygunluk indeksine göre magma sokulum sıcaklığı en fazla 728-775° C olarak hesaplanmıştır.

Eybek graniti metalüminyumlu, orta ve yüksek potasyumlu kalkalkalen özellikte olup, bu bakımdan "I-Tipi" granitlere benzer. Ana element içerikleri ve bunların silika ile değişimleri, magma kristallenme evriminde ayrılaşmalı kristallenmenin önemli rol oynamış olduğunu göstermektedir. KB Anadolu'nun diğer plütonlarında olduğu gibi, Eybek granitinde de geniş iyon yarıçaplı (LIL) elementlerde belirgin bir zenginleşme ve Nb, Ta, P ve Ti bakımından da fakirleşmeler gözlenir. Bu da magma gelişiminde dalma-batma kayıtlarının varlığına işaret eder.

Pb, Ce, Nd içerikleri, elementler arası oranlar ve bunların birbirleriyle karşılaştırılmaları, ayrıca izotop verileri ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}=0.707165$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}=0.512437$; $\text{ÅNd}_{(T: 23.3)}=-3.3$) bir arada değerlendirildiğinde, Eybek granitinin manto ve kabuk karışımı hibrid bir magma kaynağından türediği anlaşılmaktadır.

Bu çalışmada elde edilen veri, bulgu ve yapılan tartışmalar ışığında, bölgenin jeolojik evrimi içerisinde Eybek granitinin Orta Eosen dönemindeki dilim kopması olayına bağlı gelişen magmatizma ile KB Anadolu'da Kazdağ silsilesinin bir çekirdek kompleksi olarak yükselme evresi (24 My; Okay ve Satır, 2000) arasındaki kritik bir dönemde gelişmiş olduğu sonucuna ulaşılmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, İstanbul Teknik Üniversitesi, Bilimsel Araştırma ve Geliştirme Destekleme Programı (BAP) birimince desteklenen "Batı Anadolu Plütonik topluluklarının jeokimyası, petrolojisi, jeokronolojisi ve bölge jeodinamiği içindeki yeri" başlıklı proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, makalenin iyileştirilmesinde önemli katkıları olan Prof. Dr. Reşat Ulusay'a ve ayrıca makaleyi titizlikle değerlendirip yararlı ve önemli eleştiriler yaparak ilk metnin gelişmesini sağlayan hakemler Prof. Dr. Nilgün Güleç ve Prof. Dr. Durmuş Boztuğ'a teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Ağdemir, N., Kırıkoğlu, M.S., Lehmann, B., and Tietze, J., 1994. Petrology and alteration of the epithermal Balya Pb-Zn-Ag deposit, NW Turkey. *Mineral Deposita*, 29, 366-371.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1983. Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *MTA Dergisi*, 95/96, 1-12.
- Akdeniz, N., 1980. Başlamış formasyonu. *Jeoloji Mühendisliği*, 10, 39-47.
- Altherr, R., and Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 397-415.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia. *Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Altunkaynak, Ş., 2007. Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Geology*, 115, 63-82.
- Altunkaynak, Ş., and Yılmaz, Y., 1998. The Kozak magmatic complex; Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, (1-4), 211-231.
- Altunkaynak, Ş., and Dilek, Y., 2006. Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. In: *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, Y. Dilek and S. Pavlides (eds.), Geological Society of America Special Paper, 409, 321-351.
- Altunkaynak, Ş., Genç, Ş.C., Dönmez, M., and Akçay, A.E., 2006. Tertiary post-collisional magmatism in NW Turkey and its geodynamic implications, International Conference on Continental Volcanism (IAVCEI 2006), Guangzhou, China, Abstracts and Program, p.113.
- Arculus, R.J., and Powell, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research*, 91, 5913-5926.
- Aslaner, M., 1965. Etude geologique et petrographique de la region d'Edremit-Havran (Turquie). *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey Bulletin*, 119., 1-98.
- Avigad, D., Garfunkel, Z., Jolivet, L., and Azanon, J. M., 1997. Back-arc extension and denudation of Mediterranean eclogites. *Tectonics*, 16, 924-41.
- Ayan, M., 1979. Geochronological and petrological studies of the Eybek granodiorite pluton (Edremit). *De La Faculte Des Sciences De L'Universite D'Ankara, Serie C1*, 22, 19-31.
- Batchelor, R.A., and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Bingöl, E., 1971. Fiziksel (radyometrik-radyojenik) yaş tayini metotlarını sınıflama denemesi ve Rb-Sr ve K-A metotlarının Kazdağ'da bir uygulaması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 14, (1), 1-16.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1973a. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildiriler Kitabı*, MTA, 70-75.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1973b. 1:25.000 ölçekli çeşitli gayeli jeolojik haritalarından Biga Yarımadası jeolojisinin ön kompilasyonu. 1:100.000 ölçekli jeoloji haritası (yayımlanmamış).
- Bingöl, E., Delaloye, M., and Ataman, G., 1982. Granitic intrusions in Western Anatolia: A contribution of the geodynamic study of this area. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 75, 437-446.
- Boynton W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry*, P. Henderson P (ed.). Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Bozkurt, E., and Park, R.G., 1994. Southern Menderes Masif: An incipient metamorphic core-complex in western Ana-

- tolia. *Journal of Geological Society London*, 151, 213-216.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., Can, İ., Ramazan, S., Şahin, S.Y. ve Altunkaynak, Ş., 2006. Kuzeybatı Anadolu'da Neo-Tetis çarpışma zonu boyunca litosferik dilim kopmasından türemiş Ilica, Çataldağ (Balıkesir) ve Kozak (İzmir) granitoidlerinin jeokimyası ve K-Ar soğuma yaşları. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, Ankara, 34-35.
- Bürküt, Y., 1966. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli jenetik etüdü. Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul (yayımlanmamış).
- Debon, F., and Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Society of Edinburg, Earth Sciences*, 73, 135-149.
- Delaloye, M., and Bingöl, E., 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-263.
- Didier, J., and Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites. Nomenclature. *Enclaves and Granite Petrology*, J. Didier and B. Barbarin (eds.), Elsevier, Amsterdam, 19-23.
- Ercan, T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması. *Jeoloji Mühendisliği*, 9, 23-46.
- Ercan, T. ve Türkecan, A., 1984. Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki plütonların gözden geçirilişi. *Ketin Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 189-208.
- Ercan, T., Günay, E. ve Türkecan, A., 1984. Edremit-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 21-30.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzouli, R., Peccerillo, A., and Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.), Geological Society Special Publication, 17, 687-699.
- Gao, S., Luo, T. C., Zhang, B. R., Zhang, H. F., Han, Y. W., Hu, Y. K., and Zhao, Z. D., 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 1959-1975.
- Genç, Ş.C., 1998. Evolution of the Bayramiç magmatic complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1-4), 233-249.
- Genç, Ş.C., and Yılmaz, Y., 1997. An example of the post-collisional magmatism in northwestern Anatolia: the Kızderbert volcanics (Armutlu Peninsula, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 33-42.
- Genç, Ş.C., Dönmez, M., Akçay, A., and Altunkaynak, Ş., 2004. The Middle Eocene to Late Miocene magmatic evolution of the Biga Peninsula, NW Turkey. 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, Abstracts Part 2, p.1298.
- Gülen, L., 1990. Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamic evolution of the Aegean subduction. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA)*, M.Y. Savaşçın and A. H. Eronat (eds.), İzmir, Turkey, Proceedings II, 143-166.
- Harris, N.B.W., Kelley, S., and Okay, A.I., 1994. Post-collision magmatism and tectonics in northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 241-252.
- Hart, S.R., and Gaetani, G.A., 2006. Mantle Pb paradoxes: the sulphide solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 295-308.
- Higgins, W.M., 1971, Cataclastic rocks, U.S. Geological Survey Professional Paper, 687, p.97.
- Hofmann, A.W., 2006. Lead in oceanic basalts and the mantle – 20 years later. *Geophysical Research Abstracts*, 8, p.10305.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, H.M., and White, W.M., 1986. Nb and Pb in

- oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33-45.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Karacık, Z., and Yılmaz, Y., 1998. Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1-4), 251-264.
- Köprübaşı, N., and Aldanmaz, E., 2004. Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-Type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: Evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting. *International Geology Review*, 46, 705-729.
- Krushensky, R.D., 1976. Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, North west Anatolia, Turkey. *Bulletin of Volcanology*, 40, 336-360.
- Lameyre, J., and Bonin, B., 1991. Granites in the main plutonic series. In: *Enclaves and Granite Petrology*, J. Didier and B. Barbarin (eds.), Amsterdam, Elsevier, 3-17.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth- Science Reviews*, 37, 215-224.
- Murakami, H., Watanabe, Y., and Stein, H., 2005. Re-Os ages for molybdenite from the Tepeoba breccia-centered Cu-Mo-Au deposit, western Turkey: Brecciation-triggered mineralization. *Mineral Deposit Research*, 1, 805-808.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *United States Geological Survey Prof Paper 525-B*, B79-B84.
- Okay, A.İ., and Satır, M., 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.
- Okay, A.İ., Siyako, M., and Bürkan, K.A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of İstanbul, Special Issue on Tectonics*, 44, 191-256.
- Pearce, J.A., 1983. Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds.), Shiva Publishing, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984. Trace-element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- 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., and Mitchell, J.J., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J., and Taylor, S.R., 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts: Implications for mantle sources. *Chemical Geology*, 30, 227-256.
- Plank, T., and Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.
- Rapp, R.P., 1995. Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15601-15610.
- Rapp, R.P., and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., and Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51, 1-25.

- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrological diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, John Wiley Sons, New York,.
- Rudnick, R.L., and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33 (3), 267-309.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2004. Composition of the continental crust. In: *Treatise on Geochemistry Volume 3, Crust*, R.L. Rudnick, H.D. Holland and K.K. Turekian (eds), Elsevier & Pergamon, 1-64.
- Rudnick, R.L. and Taylor, S.R., 1987. The composition and petrogenesis of the lower crust: a xenolith study. *Journal of Geophysical Research*, 92, (B13), 13981-14005.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., and Tarney, J., 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology Special Litosphere Issue*, 415-445.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., and Scott, B., 1997. The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: Implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97, 127-147.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York, John Wiley & Sons.
- Shaw, D.M., Reilly, G.A., Muysson, J.R., Pattenden, G.E., and Campbell, F.E., 1967. An estimate of the chemical composition of the Canadian Precambrian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 829-853.
- Shaw, D. M., Dickim, A. P., Li, H., McNutt, M. H., Schwarcz, H. P., and Truscott, M. G., 1994. Crustal geochemistry in the Wawa-Foley region, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31 (7), 1104-1121.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1(3), 183-199.
- Streckeisen, A.L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 107, 144-240.
- Sun, S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*, A.D. Saunders and M.J. Norry, (eds.), Geological Society Special Publications, 42, 313-345.
- Şengör, A. M. C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell, Oxford.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1995. The chemical evolution of the continental crust. *Review Geophysics*, 33, 241-265.
- Tuttle, O. F., and Bowen, N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geological Society of America Memoir*, 74.
- Watson, E.B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth and Environmental Sciences*, 87, 43-56.

- Watson, E.B., and Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and compositional effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295–304
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin. Hyman, London.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Yaltırak, C. ve Okay, A.İ., 2004. Edremit Körfezi kuzeyinde Paleotetis birimlerinin jeolojisi. *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi*, 3 (1), 67-79.
- Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In: *Tectonic Evolution of the Tethyan region*. A.M.C. Şengör (ed.), Kluwer, the Hague, 159-189.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Güleç, N., 1997. Ayvalık-Dikili-Çandarlı-Bergama arasında (Edremit-Bergama grabenleri çevresinde) genç magmatizmanın jeolojik ve petrolojik araştırılması. TÜBİTAK Projesi Raporu, Rapor No: YDABÇAG-228/G – YDABÇAG-420/G (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z. and Altunkaynak, Ş., 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31 (3), 243-271.



Örnek mikro yapısının ve köşelliliğinin suda dağılmaya karşı duraylılık indeksine etkisi ve suda dağılmaya karşı duraylılık indeksiyle bazı fiziksel özellikler arasındaki ilişki

The effect of micro-structure and angularity of aggregates on the slake durability index and the relationship between the slake durability index and some physical properties

ERSİN KOLAY

Bozok Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 66100, YOZGAT

Geliş (received) : 24 Nisan (April) 2007

Kabul (accepted) : 25 Haziran (June) 2007

ÖZ

Kil içeren kayaların ıslanma-kuruma evreleri sonucunda aşınma ve ayrılıp suda dağılmaya karşı gösterdiği davranışını kontrol eden suda dağılmaya karşı duraylılık deneyinde, deney sonuçlarını etkileyebilen pek çok faktör vardır. Deney örneklerinin köşelliliği ile yapısal özellikleri de bu faktörler arasında yer almaktadır. Bu çalışmada, suda dağılmaya karşı duraylılık deneyinde kullanılmak üzere hazırlanan örneklerin köşelliliği ile yapısal özelliklerinin deney sonuçlarını nasıl etkilediğinin nicel olarak belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla kil içeren kumtaşı, marn, kireçtaşı, tuf ve bozunmuş granit türü kaya birimleri çalışmanın malzemesi olarak seçilmiştir. Her kaya türünden köşeli, yarı köşeli ve yuvarlak örnekler hazırlanarak suda dağılmaya karşı duraylılık deneyine tabi tutulmuştur. Suda dağılmaya karşı duraylılık deney sonuçları, mikro süreksizlik içermeyen kayalarda, köşelliliğin suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi (I_{d2}) üzerinde etkili olduğu göstermektedir. Bu tür kayaların I_{d2} değerlerinde köşelliliğe bağlı olarak % 26'ya varan farklar elde edilmiştir. Mikro süreksizlik içeren kayalarda ise, ikinci çevrim sonunda her köşellilik grubunda parçalanma meydana gelmiş ve örnek şeklinin I_{d2} üzerinde belirgin bir etkisi olmamıştır. Çalışmada kullanılan kaya türlerinin, çok çevrimli suda dağılmaya karşı duraylılık indekslerinin tek çevrimin sonunda belirlenen suda dağılmaya karşı duraylılık indeksinden kestirilebilmesi amacıyla geliştirilen görgül eşitlikler çok kuvvetli istatistiksel ilişkiler göstermektedir. Nokta yükü dayanım indeksi ve kuru birim hacim ağırlığından görgül eşitliklerle kestirilen ve deneyle belirlenen I_d değerleri arasında oldukça yüksek ortalama mutlak hata değerleri oluşmuştur.

Anahtar Kelimeler: Kil içeren kaya, mikro yapı, köşellilik, kuru birim hacim ağırlık, nokta yükü dayanım indeksi, suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi.

ABSTRACT

There are several factors affecting the results of the slake durability test which defines the disintegration of clay-bearing rocks through wetting and drying cycles as well as slaking behavior in water. These factors include angularity of the test specimens and structural properties of the rock material. This study aims to assess the effects of these factors on the results of the slake durability test. The materials selected for this purpose include clay bearing rocks such as clayey sandstone, marl, clayey limestone, tuff, and weathered granite. Angular, subangular and rounded specimens were prepared from each rock type and subjected to the slake durability test. The results of the slake durability tests indicate that angularity effects the slake durability index (I_{d2}) values of the rock groups

without any micro discontinuity. The I_{d2} values of these types of rocks show differences as high as 26% depending on the aggregate angularity. For the rock groups with micro discontinuities, disintegration was observed at the end of the second cycle for each group and it was concluded that the aggregate shape has no significant effect on the I_{d2} value of these rock groups. The regression analyses conducted to determine multi-cycled slake durability index via single-cycle slake durability index for the rock types used in the study indicate a strong statistical relationship. High average absolute error values occurred between experimentally and empirically defined I_d values as a function of $I_{s(50)}$ and γ_d .

Key Words: Clay-bearing rock, micro structure, angularity, dry unit weight, point load strength index, slake durability index.

GİRİŞ

Franklin ve Chandra (1972) tarafından geliştirilen suda dağılmaya karşı duraylılık deneyiyle, iki standart ıslanma-kuruma çevrimine tabi tutulan kil içeren kaya örneklerinin, aşınmaya ve ayrılıp suda dağılmaya karşı gösterdiği direnç belirlenmektedir. Suda dağılmaya karşı duraylılık deneyi sonuçlarının; deneye tabi tutulan kaya örneklerinin porozite ve permeabilitesine, deneyde kullanılan sıvının özelliklerine, deney aletinin tamburuna konulan örneklerin şekline ve sayısına, deney aletinin özelliklerine, örneklerin muhafaza edilme koşullarına ve çevrim sayısına göre değişim gösterdiği belirtilmektedir (Franklin ve Chandra, 1972). Suda dağılmaya karşı duraylılık deney sonuçları yukarıda belirtilen faktörler göz önüne alınmadan değerlendirildiğinde, hatalı yorumlamalar kaçınılmaz olmaktadır.

Literatürde suda dağılmaya karşı duraylılık deneyi ile ilgili çalışmaların bir kısmında araştırmacılar, bu deneyden faydalanarak, kayaların ıslanma-kuruma durumundaki davranışlarını ortaya koymuşlar ve bunları daha iyi tanımlamaya çalışmışlardır. Bir kısım araştırmacılar da, deneyin uygulanma şeklini irdeleyerek, kayaların mineralojik bileşiminin, çevrim sayısının ve deney çözeltisinin türü gibi etkenlerin deney sonuçlarını nasıl etkilediğini araştırmışlardır. Aufmuth (1974), kayacın elastisite modülü ve Schmidt geri sıçrama değeriyle I_d arasındaki ilişkileri incelemiştir. Vallejo (1994), suda dağılmaya karşı duraylılık deneyine tabi tuttuğu kaya örneklerinin iki boyutlu profillerinde meydana gelen değişimleri, fraktal boyut yöntemiyle nicel olarak ortaya koymuştur. Koncagül ve Santi (1998) örneklerin köşeliliğinin artması durumunda suda dağılmaya karşı duraylılık indeksinin daha düşük olacağını belirtmektedir. Bazı araştırmacılar (Bell vd., 1977; Taylor, 1988; Mon ve Beattie, 1995; Ulusay vd., 1995), iki çevrimli deneyin kil içeren kayaların duraylılığını tam

olarak açıklayamadığını belirtmişlerdir. Gökçeoğlu vd. (2000), özellikle dört çevrimli deneyin duraylılığın tanımlanmasında daha gerçekçi bir yol olduğunu belirtmişler ve kil minerallerinin I_d üzerindeki etkisini araştırmışlardır. Koncagül ve Santi (1998) ve Gökçeoğlu vd. (2000), kayaların tek eksenli sıkışma dayanımları ile I_d değerleri arasındaki ilişkileri incelemişlerdir. Çetin vd. (2000), ilksel mineralojik bileşimleri aynı olan afanitik ve vesiküler dokulu bazaltlar üzerinde yaptıkları çalışmada, kaya dokusunun kayacın bozunma ve duraylılığı üzerinde önemli bir etkisinin olduğunu göstermişlerdir. Dhakal vd. (2002), çamurtaşı, kumtaşı ve kumlu tüfler üzerinde yaptıkları suda dağılmaya karşı duraylılık deneylerinde, deney sıvısı olarak saf su, NaCl ve CaCl₂ kullanmışlardır. Bu araştırmacılar deneyler sonucunda en yüksek suda dağılmaya karşı duraylılık indekslerinin 1M CaCl₂ ile, en düşük suda dağılmaya karşı duraylılık dayanımlarının ise saf su ile elde edildiğini belirlemişlerdir. Kayabalı vd. (2006), sekiz farklı jips türünde, deney sıvısının pH değerinin I_{d2} üzerindeki etkisini araştırmışlar ve sülfatlı kayalarda I_{d2} değerlerinin, deney çözeltisinin iyon değişiminden çok kaya dokusundan etkilendiğini belirlemişlerdir. Kolay ve Kayabalı (2006), kil içeren kayalarda deney örneklerinin köşeliliğinin suda dağılmaya karşı duraylılık indeksine etkisini araştırmışlar ve iri taneli kayalarda (tuf, bozunmuş granit, kumtaşı) örnek şeklinin I_{d2} üzerinde ince taneli kayalara (marn, kireçtaşı) göre daha etkili olduğunu belirlemişlerdir.

Suda dağılmaya karşı duraylılık deneyine tabi tutulacak örneklerin 40-60 g ağırlığında, küreselle yakın (eş boyutlu) bir şekilde ve köşeleri yuvarlatılmış olarak hazırlanması gerekmektedir (ISRM, 2007; ASTM, 1990). Ancak uygulamalarda, kaya türüne, bozunma derecesine, tane boyuna, mineralojik bileşime ve yapısal-dokusal özelliklere bağlı olarak küresel şekilli örneklerin hazırlanması güçleşmekte ve zaman almakta

bazen de mümkün olamamaktadır. Çalışmalarında suda dağılmaya karşı duraylılık deneyini kullanan bazı araştırmacılar (Dhakal vd., 2002; Yılmaz ve Karacan, 2005), bu güçlükler nedeniyle deneyi küresellikten uzak ve oldukça köşeli örneklerle yapabilmişlerdir.

Bu çalışmada, suda dağılmaya karşı duraylılık deneyi için hazırlanan örneklerin köşeliliğinin ve kayanın mikro yapısının suda dağılmaya karşı duraylılık indeksini nasıl etkilediğinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu kapsamda mikro süreksizlik (fisür, laminalanma vb.) içeren ve içermeyen farklı türden kayalardan (marn, killi kireçtaşı, tuf, kumtaşı, bozunmuş granit), farklı köşeliliğe (köşeli, yarı köşeli, yuvarlak) sahip örnekler hazırlanmış ve suda dağılmaya karşı duraylılık deneyi, Gökçeoğlu vd. (2000) tarafından önerildiği gibi dört çevrim uygulanarak yapılmıştır. Mineralojik bileşim, yapı-doku ve gözeneklilik gibi özellikler; kayacın birim hacim ağırlığını, dayanımını (σ_c , $I_{s(50)}$) ve duraylılığını (I_d) etkileyen özelliklerdir. Literatürde kayaların suda dağılmaya karşı duraylılık indeksleriyle tek eksenli sıkışma dayanımları ve elastisite modülleri arasındaki ilişkiler incelenmiştir. Killi kayalarda silindirik deney örneklerinin hazırlanması çoğu zaman güç olmakta ve bazen de mümkün olamamaktadır. Bu çalışmada kayaların dayanım parametresi olarak, düzensiz örneklerle de belirlenebilen nokta yükü dayanım indeksi seçilmiştir. Çalışmada kullanılan kaya türlerine ait suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi değerleriyle nokta yükü dayanım indeksi ve kuru birim hacim ağırlık değerleri arasındaki ilişkiler regresyon analizleriyle incelenmiştir.

MALZEME VE YÖNTEM

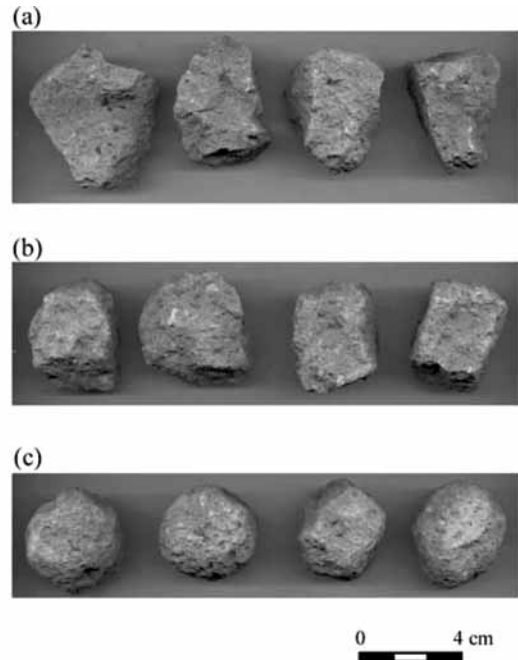
Örnekleme

Bu çalışmada kullanılan kaya türleri; marn, killi kireçtaşı, killi kumtaşı, tuf ve bozunmuş granitten oluşmaktadır. Örnekleme sırasında kaya örneklerinin homojen olmasına özen gösterilmiştir. Kaya örnekleri, Türkiye'nin farklı bölgelerindeki, farklı amaçlar için oluşturulmuş şev yüzeylerinden blok şeklinde alınmıştır (Çizelge 1). Kaya örneklerinin petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla, MTA laboratuvarlarında ince kesitler hazırlanıp petrografik çözümlenmeler ve bakır tüplü PW-3710 model cihaz ile X-ışınları kırınım (XRD) analizleri yapılmıştır.

Yöntem

Mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenen kaya örneklerinin, kuru birim hacim ağırlıkları (γ_d) (her grupta 5 adet) ve nokta yükü dayanım indeksleri ($I_{s(50)}$) (her grupta 10 adet) ISRM (2007) tarafından önerilmiş yöntemlere göre belirlenmiştir.

Örnek köşeliliğinin suda dağılmaya karşı duraylılık indeksine etkisini belirleyebilmek için, çalışmada kullanılan dokuz kaya türünden, ucu keskinleştirilmiş özel çekiçler, bıçak ve zımpara yardımıyla, kütlesi 40-60 g olan köşeli (K), yarı köşeli (YK) ve yuvarlak (Y) deney örnekleri hazırlanmıştır (Şekil 1). Örneklerin köşeliliğinin nicel olarak belirlenebilmesi için fraktal boyut yöntemi kullanılmıştır. Fraktal geometri kavramı ilk olarak Mandelbrot (1967) tarafından, doğada bulunan düzensiz şekillere sahip cisimlerin geometrisini tanımlamak amacıyla önerilmiştir. Ülke, göl, ada gibi düzensiz şekillerin sınırlarını nicel olarak ifade eden fraktal boyut (D), kırılma ve parçalara ayırma anlamına gelmektedir. Suda dağılmaya karşı duraylılık deneyinde kullanılan örneklerin iki boyutlu profilleri de bunlar



Şekil 1. Suda dağılmaya karşı duraylılık deneyi için hazırlanmış (a) köşeli, (b) yarı köşeli ve (c) yuvarlatılmış deney örneklerinin genel görünümü.

Figure 1. A general view of the (a) angular, (b) sub-angular and (c) rounded test specimens prepared for the slake durability test.

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan kayaların petrografik özellikleri ve alındıkları yerler.
Table 1. The petrographical properties of the rock samples used in the study and their locations.

Kaya türü	Tane boyu, renk,bağlayıcı	*Mineralojik bileşim	Alındığı yer
Arkoz arenit (Kmt-1)	Orta, açık gri, karbonat	Kuvars, plajiolklaz, kalsit, kaolinit	Sorgun (Yozgat)
Litik grovak (Kmt-2)	Orta, kırmızımsı, kil	Simektit, analsim, plajiolklaz	Sorgun (Yozgat)
Litik arenit (Kmt-3)	Orta, yeşilimsi, kil	Kayaç parçaları, plajiolklaz, kuvars, simektit, illit, kaolinit	Sorgun (Yozgat)
Bozunmuş granit (G)	Orta, pembemsi-sarı	Kalsit (karbonatlaşma) ortoklaz, kuvars, simektit	Yozgat
Tüf (Tf-1)	Orta, gri	Kayaç parçaları, kuvars, opal, ortoklaz, zeolit, illit	Karşıyaka (Ankara)
Tüf (Tf-2)	Orta, sarı-pembe	Kayaç parçaları, plajiolklaz, simektit, illit, kuvars	Göreme (Nevşehir)
Marn (M-1)	Açık yeşil	Kalsit, simektit, mika	Sarayköy (Yozgat)
Marn (M-2)	Sarımsı yeşil	Kalsit, simektit, illit, kaolinit	Sarayköy (Yozgat)
Killi kireçtaşı (Kçt)	Kirli beyaz	Kalsit, kil, zeolit	Karacabey (Bursa)

*Mineraller bolluk sırasına göre verilmiştir.

gibi düzensiz şekillerdir. Bir örneğin profilindeki köşelliliğinin artması, ayrıca profilin dairesellikten uzaklaşması durumunda D büyümektedir (Kolay ve Kayabalı, 2005).

Çalışmanın ilk aşamasında; araziden getirilen kaya bloklarından kırılarak elde edilen örnekler ait profiller, tarayıcı kullanılarak bilgisayar ortamına kaydedilmiştir. Tarayıcı ile elde edilen bir profil, örnek yüzeyini iki boyutta ifade etmektedir. Gerçekte ise, örnekler üç boyutludur. Dolayısıyla bir örneğin köşelliliğinin üç boyutlu olarak ifade edilebilmesi için, her örneğin dört farklı yüzeyi taranmış ve elde edilen profilin fraktal boyutu hesaplanmıştır. Bilgisayar ortamına aktarılan agrega profillerine ait dosyalar Didger (Golden Software, 2000) programında açılmış, poligon şeklindeki profiller x-y koordinat sisteminde sayısallaştırılmıştır. Daha sonra, FORTRAN programlama dilinde kodlanmış Fraktal programı (Kolay ve Kayabalı, 2005) ile sayısallaştırılmış bu veriler işlenerek, ilgili profile ait fraktal boyut değerleri hesaplanmıştır. Bir örneğin fraktal boyutunun hesaplanması sırasında gerçekleştirilen işlemlerin ayrıntısı, Kolay ve Kayabalı (2005) tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir.

Suda dağılmaya karşı duraylılık deneyinin uygulandığı her kaya türünden, ikişer adet köşeli (K1-K2), yarı köşeli (YK1-YK2) ve yuvarlatılmış (Y1-Y2) örnek grubu hazırlanmıştır. Oluşturulan bu her alt gruptaki 10 adet örneğin 4 profilinin fraktal boyutu belirlenmiştir. Bir alt grubun köşelliliği, toplam 40 profile ait fraktal boyut değerinin aritmetik ortalaması (D_{ort}) ile temsil edilmiştir. Hazırlanan örneklerin yüzey profilleri yaklaşık 200 tarama işlemiyle bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Örneklerin fraktal boyutlarının belirlenmesi işlemleri, tüm kaya türlerine ait her örnek için (toplam 540 örnek ve 2160 profil) aynı şekilde ve ayrı ayrı yapılmıştır. Deney örneklerinin yüzey profillerini belirlemek için yaklaşık 150 bin koordinat noktası konulmuştur.

PETROGRAFİK İNCELEMELER

Çalışmada kullanılan kaya türlerinin petrografik çözümlerinin ve XRD sonuçlarının özeti Çizelge 1'de verilmiştir. Marn ve kumtaşı türü kayalar Yozgat (Yerköy-Sorgun) çevresinde yüzeyleyen, kristalin masif üzerine gelen, Eosen yaşlı sedimanter birimler (Ketin, 1955) içerisinde

den alınmıştır. Çalışmada kullanılan orta taneli, beyaz-gri kumtaşı (Kmt-1) kuvars, feldispat, kalsit ve kil minerallerini içermekte olup bağlayıcısı karbonattır. Bu kaya, arkoz arenit olarak adlandırılmıştır. Orta taneli, kırmızı ikinci kumtaşı (Kmt-2), simektit, analsim ve plajiyoklaz minerallerini içermektedir. Bağlayıcısı kil olan bu kumtaşı, litik grovak olarak adlandırılmıştır. Orta taneli yeşilimsi üçüncü kumtaşı (Kmt-3), kaya parçaları, feldispat, kuvars ve kil bağlayıcı içermektedir. Bu kaya, litik arenit olarak adlandırılmıştır. Üst Kretase-Paleosen yaşlı bozunmuş granit örnekleri (G), Yozgat'ın güneybatısında yüzeyleyen Sarıhacılı lökograditi (Ketin, 1955) içerisindeki bozunma zonlarından alınmıştır. Orta taneli ve pembemsi sarı olan bu granit, karbonatlaşmaya uğramış durumda olup, kalsit, feldispat, kuvars ve kil minerallerinden oluşmaktadır. Çalışmada kullanılan granitin bozunma derecesi ISRM (2007)'ye göre büyük oranda 3. derecedir. Birinci tür tuf örnekleri (Tf-1), Miyosen yaşlı Mamak formasyonu içerisindeki tuf seviyelerinden alınmıştır. Mamak formasyonu aglomera, tuf ve bazaltik bileşimli lavlardan oluşmaktadır. Aglomeralar arasında izlenen tüfler değişik renklerde ve ince tabakalıdır (MTA, 1997). İnce kesit ve XRD çalışmalarında tufün kaya parçaları, kuvars, opal, feldispat ve killerden oluşmakta olup, litik tuf olarak adlandırılmıştır. Çalışmada kullanılan ikinci tür tuf (Tf-2) Kapadokya bölgesindeki geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Ürgüp volkanik formasyonundan (Temel, 1992) alınmıştır. Bu formasyon kırıntılı olup, büyük-küçük obsidiyen ve pümis parçaları içermekte; kirli beyaz, gri ve pembe renkler sunmaktadır (Aydan ve Ulusay, 2003). Göreme-Ürgüp yolu kenarından alınan pembe tuf örnekleri kaya parçaları, feldispat, kil

ve kuvars minerallerini içermektedir. Tüfleri oluşturan bileşenlerin taneleri daha çok orta-iri olup, çalışmada iri taneli kayalar olarak değerlendirilmişlerdir. Marn türü kayalar Yibitaş (Sarayköy-Yozgat) malzeme ocağındaki şevlerin farklı seviyelerinden alınmıştır. Açık yeşil birinci marn örnekleri (M-1), ince kesitte homojen-izotrop bir mineralojik bileşim göstermekte olup, XRD analizinde kalsit ve simektit, mika, kaolinit minerallerini içerdiği belirlenmiştir. Sarımsı yeşil ikinci marn örnekleri (M-2) ise, 2-3 mm kalınlığında killi ve karbonatlı bantlar içermektedir. Mineralojik bileşiminin, XRD analizinde kalsit, simektit ve illit minerallerinden oluştuğu görülmektedir. Kireçtaşı (Kçt) örnekleri Çeşnigir köyünün (Karacabey-Bursa) 2 km batısından, Orta-Geç Miyosen yaşlı Çamlık formasyonu içerisindeki killi seviyeden alınmıştır. Çamlık formasyonu gölsel karakterli olup kilitaşı, killi kireçtaşı ve çoğunlukla da dolomitik kireçtaşından oluşmaktadır (Bayhan vd., 1998). İnce kesit incelemeleri ve XRD analizleri sonucunda kayacın kalsit, kil ve bol fosil içerdiği görülmektedir. Fosillerin çevresinde demir oksitleşmeler ve killer izlenmektedir. Kayada bazı yerlerde kil bazı yerlerde de kalsit ve fosil yoğunlaşmaları mineralojik açıdan heterojenlik ortaya çıkarmaktadır.

DENEY SONUÇLARI

Mikro Yapının ve Örnek Köşelliliğinin Suda Dağılmaya Karşı Duraylılık İndeksine Etkisi

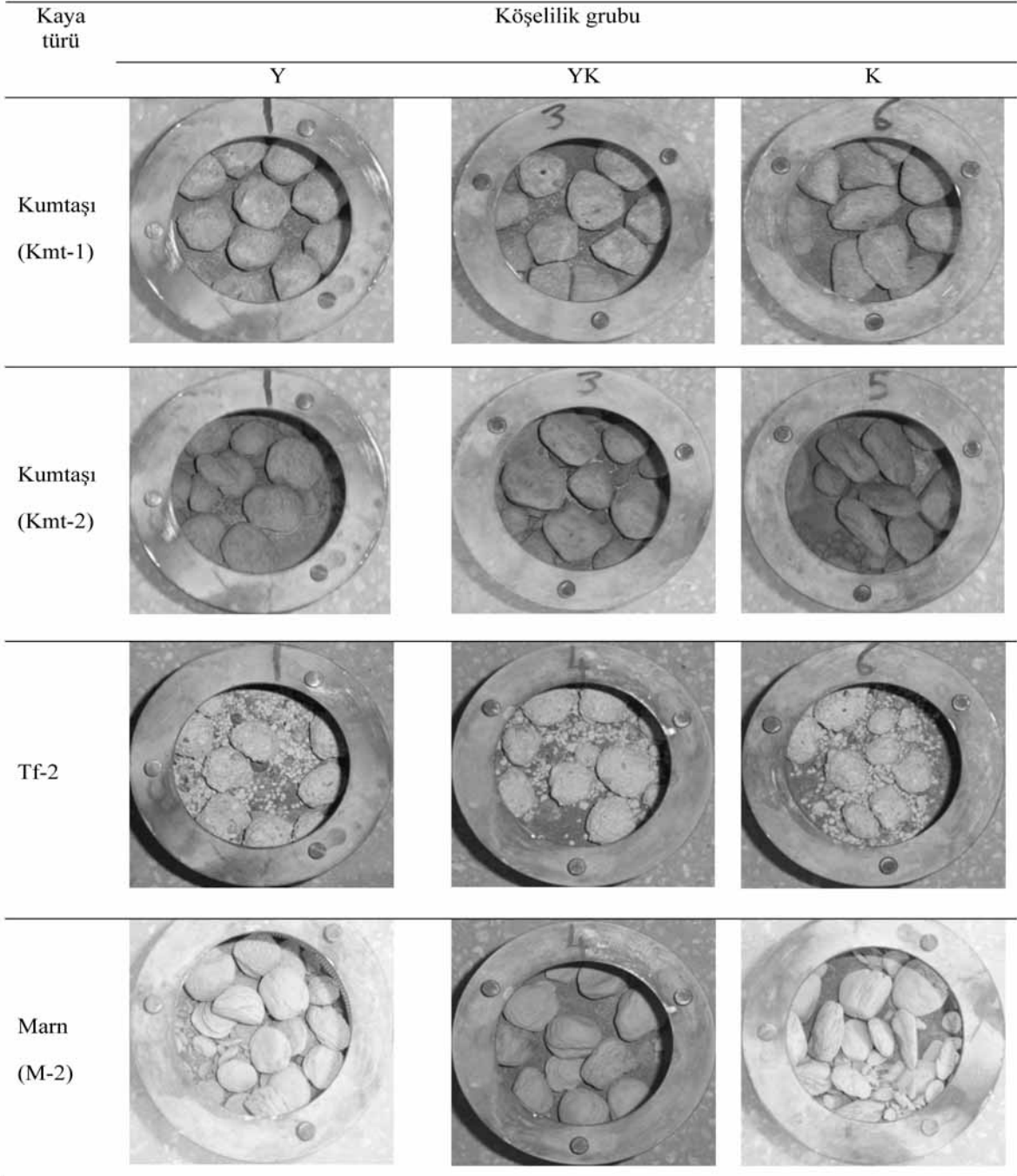
Bu çalışmada kullanılan kaya türlerinin kuru birim hacim ağırlıkları ve nokta yükü dayanım indeksleri Çizelge 2'de verilmiştir. Suda dağılmaya karşı duraylılık deneyi için hazırlanan 54

Çizelge 2. Çalışmada kullanılan kaya türlerinin kuru birim hacim ağırlık ve nokta yükü dayanım indeksi değerleri. Table 2. Values of the dry unit weight and point load strength index of the rocks used in the study.

Kaya türü	Kuru birim hacim ağırlık			Nokta yükü dayanım indeksi		
	γ_d			$I_{s(50)}$		
	(kN/m ³)			(MPa)		
	En büyük	En küçük	Ortalama	En büyük	En küçük	Ortalama
Kmt-1	26.66	24.22	21.50	5.43	3.75	4.54
Kmt-2	20.20	19.22	19.71	3.10	1.72	2.41
Kmt-3	25.89	21.67	23.24	4.43	3.16	3.57
G	28.24	25.60	26.58	4.11	1.95	3.34
Tf-1	20.50	19.22	20.10	1.26	0.99	1.08
Tf-2	14.22	12.75	13.73	1.67	1.38	1.51
M-1	21.56	18.34	19.81	3.85	2.19	3.21
M-2	20.60	17.65	19.12	3.77	1.97	2.87
Kçt	22.65	20.59	21.97	4.54	2.03	3.42

(9x6) örnek grubunun ortalama fraktal boyut değerleri ve çevrim sayısına bağlı suda dağılmaya karşı duraylılık indeksleri Çizelge 3'de verilmiştir. İkinci çevrim sonunda tamburda kalan örneklerin görüntüsü Şekil 2'de verilmiş olup, mikro süreksizlik içermeyen ve homojen mineralojik bileşime sahip kaya türlerinde (Kmt-1, Kmt-3, G,

Tf-1, Tf-2, M-1 ve Kçt), yuvarlak örneklerin olduğu tamburlarda parçalanmanın daha az, köşeli örneklerin bulunduğu tamburlarda ise daha çok olduğu görülmektedir. Kmt-2 ve M-2 türü kayalarda ise, tüm gruplarda parçalanma meydana geldiği görülmektedir. M-2 el örneği, diğer kaya türleri gibi homojen ve süreksizlik içermez görü-



Şekil 2. İkinci çevrim sonunda tamburda kalan örneklerin görüntüsü.

Figure 2. A view of the test specimens in the drum at the end of the second cycle.

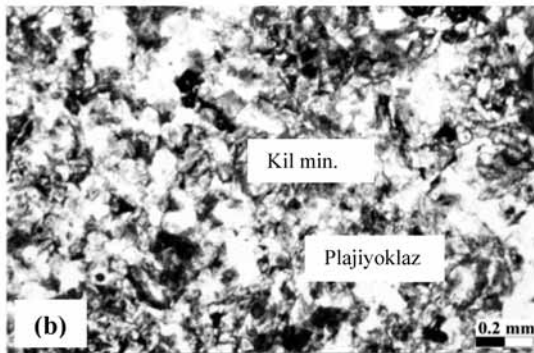
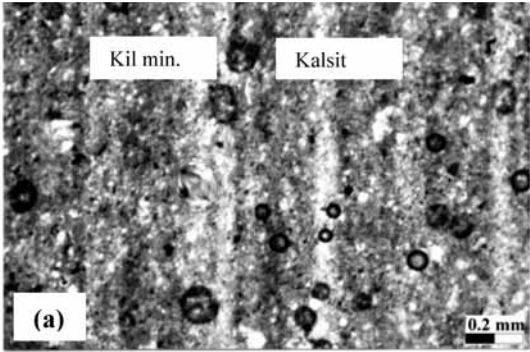
Çizelge 3. Örnek gruplarının I_d - D_{avg} değerleri ve I_{d2} değerleri arasındaki farklar.
 Table 3. I_d - D_{avg} values of the sample groups, and differences between the I_{d2} values.

Kaya türü	Köşelilik	Suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi (%)		Ortalama fraktal boyut (D_{ort})	Yuvarlak ve köşeli örnek gruplarının I_{d2} değerleri arasındaki en büyük fark (%)
		I_{d1}	I_{d2}		
Kmt-1	Y1	95.90	93.46	1.032	10.19
	Y2	94.63	91.13	1.030	
	YK1	94.03	90.58	1.037	
	YK2	93.87	90.37	1.037	
	K1	91.28	86.10	1.044	
	K2	89.91	83.27	1.042	
Kmt-2	Y1	89.80	63.82	1.033	8.22
	Y2	92.02	57.51	1.036	
	YK1	87.35	61.24	1.042	
	YK2	86.91	58.92	1.041	
	K1	85.14	55.60	1.052	
	K2	87.14	65.11	1.047	
Kmt-3	Y1	96.92	94.52	1.033	6.89
	Y2	96.13	93.85	1.035	
	YK1	96.33	93.87	1.036	
	YK2	95.71	93.42	1.040	
	K1	93.45	87.63	1.050	
	K2	94.51	90.26	1.048	
G	Y1	95.23	91.82	1.029	18.49
	Y2	93.89	90.04	1.033	
	YK1	78.09	66.03	1.039	
	YK2	85.48	75.68	1.037	
	K1	87.24	79.78	1.043	
	K2	82.97	73.33	1.052	
Tf-1	Y1	84.06	71.15	1.027	15.48
	Y2	82.83	69.42	1.027	
	YK1	83.49	64.20	1.037	
	YK2	83.38	64.79	1.038	
	K1	76.94	55.67	1.050	
	K2	78.97	62.45	1.050	
Tf-2	Y1	83.26	66.84	1.024	26.06
	Y2	83.02	62.92	1.027	
	YK1	78.65	52.11	1.031	
	YK2	76.31	54.76	1.033	
	Y1	69.71	40.78	1.047	
	Y2	70.87	44.30	1.042	
M-1	Y1	94.03	89.93	1.024	3.66
	Y2	94.24	90.48	1.024	
	YK1	92.91	88.78	1.031	
	YK2	93.20	88.69	1.032	
	K1	92.76	87.37	1.038	
	K2	90.30	86.82	1.038	
M-2	Y1	87.47	70.07	1.022	18.42
	Y2	88.40	70.95	1.024	
	YK1	88.43	79.49	1.033	
	YK2	85.42	68.05	1.035	
	K1	85.14	70.99	1.041	
	K2	82.51	61.07	1.045	
Kçt	Y1	96.64	93.06	1.025	10.83
	Y2	97.24	91.38	1.027	
	YK1	87.58	84.17	1.036	
	YK2	95.51	90.94	1.034	
	K1	85.31	82.23	1.041	
	K2	92.74	89.18	1.041	

Y1:1.yuvarlak grup, Y2:2.yuvarlak grup, YK1:1.yarı köşeli grup, YK2:2.yarı köşeli grup, K1:1.köşeli grup, K2:2.köşeli grup

nürken, ince kesitte 2-3 mm kalınlığında killi ve karbonatlı bantlar içerdiği gözlenmektedir (Şekil 3a). İkinci çevrim sonunda tamburda kalan örneklerde bu bantlaşma açık bir şekilde ortaya çıkmakta ve örnekler bu düzlemlere bağlı olarak parçalanmaktadır (Şekil 4). Kmt-2 ise el örneğinde ve ince kesitte belirgin bir süreksizlik içermezken (Şekil 3b), ikinci çevrim sonunda tamburda kalan örnekler incelendiğinde, soğan yapısı şeklinde zayıflık düzlemlerinin olduğu gözlenmektedir (Şekil 4). Bu iki kaya türünde, suda dağılmaya karşı duraylılık deneyi sırasındaki parçalanmaların, mikro yapıdaki ve mineralojik bileşimdeki heterojenlik ile denetlenmediği anlaşılmaktadır.

Suda dağılmaya karşı duraylılık deneyine tabi tutulan kaya türlerinde deney örneklerinin köşelliliği ile iki çevrim sonunda tayin edilen suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi arasındaki ilişkinin belirlenmesi için, her kaya türünden elde edilen I_{d2} ve D değerleri arasında basit regresyon analizi yapılmıştır. Bu analizlere ait sonuçlar Şekil 5'de ve Çizelge 4'de verilmiştir. Çalışmada

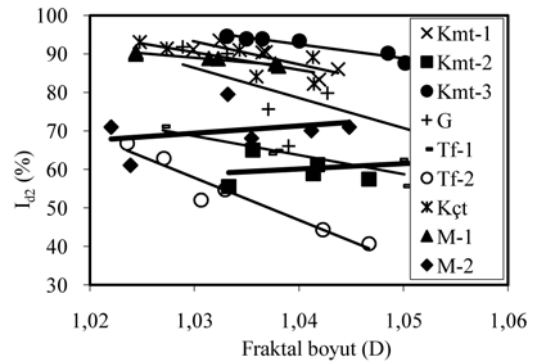


Şekil 3. (a) Marn (M-2) ve (b) kumtaşı (Kmt-2) kaya örneklerinin mikrofotografı (tek nikol).
Figure 3. Micro-photographs of (a) marl (M-2) and (b) sandstone (Sst-2) samples (open nicol).



Şekil 4. İkinci çevrim sonunda tamburda kalan (a) marn (M-2) ve (b) kumtaşı (Kmt-2) örnekleri ve bu örneklerde gelişen zayıflık düzlemleri.
Figure 4. A view of the M-2 (a) and Sst-2 (b) test specimens in the drum at the end of the second cycle, and weakness planes that developed in these specimens.

kullanılan litik grovak ve marn (M-2) dışındaki kayalarda 2. çevrim suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi I_{d2} ile D arasında kuvvetli-çok kuvvetli negatif ilişki gözlenirken, litik grovak ve marn (M-2) açısından anlamlı bir ilişki yoktur. Mikro süreksizlik içermeyen kayalarda köşeli örneklerin köşeleri tamburdaki aşınma etkilerinden daha fazla etkilenmekte, bu da kayıp olarak ortaya çıkmaktadır. Yuvarlatılmış örneklerde ise, köşellilik önceden giderildiği için aşınma kayıpları daha az meydana gelmektedir. Mikro süreksizlik içeren litik grovak (soğan yapısı) ve marn (M-2) (kil-karbonat laminalanması) türü kayalarda örneklerin köşelliliği I_{d2} üzerinde etkili olmamıştır. Çünkü deney sırasında yuvarlak ve köşeli olarak hazırlanan örnekler süreksizliklerin kontrolünde parçalanarak, başlangıçtaki göre farklı kenar ve yüzeyler oluşturmuşlardır. Bu durum, deneyin



Şekil 5. Kayaç gruplarında I_{d2} ve D arasındaki ilişki.
Figure 5. Relationships between the I_{d2} and D values for different rock groups.

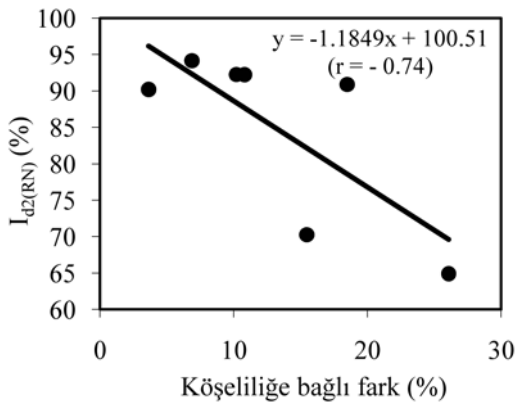
yuvarlak ya da köşeli örneklerle yapılması etkisini ortadan kaldırmıştır. Mikro süreksizlik içeren litik grovak ve marn (M-2) kaya türlerinde I_{d2} ile D arasındaki ilişkinin çok zayıf da olsa (0.26-0.29), pozitif olması bu tip örneklerin yuvarlatılması sırasında maruz kaldıkları çekiç darbelerinden etkilenen mikro yapılarının, deney sırasında parçalanmayı daha da kolaylaştırdığına işaret etmektedir.

Çizelge 4. Kaya gruplarına ait I_{d2} ve D değerleri arasındaki ilişkiler.

Table 4. Relationships between the I_{d2} and D values of different rock groups.

Kaya türü	Regresyon eşitliği	Korelasyon katsayısı (r)
Kmt-1	$I_{d2} = -594.05D + 705.11$	-0.85
Kmt-2	$I_{d2} = 138.63D - 84.07$	0.26
Kmt-3	$I_{d2} = -360D + 466.85$	-0.95
G	$I_{d2} = -783.28D + 893.15$	-0.64
Tf-1	$I_{d2} = -492.68D + 576.09$	-0.92
Tf-2	$I_{d2} = -1100D + 1190.9$	-0.97
M-1	$I_{d2} = -229.45D + 325.33$	-0.98
M-2	$I_{d2} = 190.82D - 127.1$	0.29
Kçt	$I_{d2} = -455.42D + 559.49$	-0.73

Yüksek I_d değerlerine sahip, mikro süreksizlik içermeyen ve homojen mineralojik bileşim gösteren kayalarda, köşelliliğe bağlı olarak I_{d2} değerleri arasındaki farklar daha düşük çıkmaktadır (bkz. Çizelge 3, Şekil 6). Gamble (1971)'in



Şekil 6. Mineralojik bileşimi ve yapısal özellikleri homojen olan kayalarda yuvarlak örneklerin $I_{d2(RN)}$ değerleri ile köşelliliğe bağlı olarak oluşan farklar arasındaki ilişki.

Figure 6. The relationship between differences arising from angularity and $I_{d2(RN)}$ values of rounded test specimens of rocks with homogeneous mineralogical composition and micro-fissures.

önerdiği suda dağılmaya karşı duraylılık sınıflaması çizelgesinde (Çizelge 5), yüksek duraylılığın olduğu sınıflarda sınıf aralıkları oldukça daralmakta ve % 2-3 gibi değerler almaktadır. Bu durum, yüksek I_d değerlerine sahip kayaların bu değerlerinde köşellilikten kaynaklanacak küçük yüzdelerdeki farkların bile duraylılık sınıflamasındaki yerlerinin değişmesine neden olacağını göstermektedir. Bu olumsuz durum, orta duraylılık sınıfı üzerindeki sınıf sayısının azaltılması ve sınıf aralıklarının artırılmasıyla nispeten ortadan kaldırılabilir.

Suda Dağılmaya Karşı Duraylılık İndeksiyle Nokta Yükü Dayanım İndeksi ve Kuru Birim Hacim Ağırlığı Arasındaki İlişkiler

Farklı çevrimlerle elde edilen suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi değerleriyle (I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} , I_{d4}) nokta yükü dayanım indeksi ve kuru birim hacim ağırlık arasındaki görgül ilişkileri belirleyebilmek amacıyla, dokuz kaya türünden üçer örnek grubu (9x3) hazırlanmış ve dört çevrimli suda dağılmaya karşı duraylılık deneyine tabi tutulmuştur. Her kaya türünden ikişer gruba ait I_d değerleri (9x2) (Çizelge 6) ile basit regresyon analizleri yapılmış ve görgül eşitlikler elde edilmiştir. Geriye kalan 9 deney sonucuyla (Çizelge 7) ise, görgül eşitlikten tahmin edilen ve deneyle belirlenen I_d değerleri karşılaştırılmıştır. Bu çalışmada, elde edilen görgül eşitlikler, korelasyon katsayıları, ayrıca tahmin edilen ve deneysel olarak belirlenen I_d değerlerinin ortalama mutlak hataları ile değerlendirilmiştir.

Çizelge 5. Gamble (1971) tarafından önerilen suda dağılmaya karşı duraylılık sınıflaması.

Table 5. The slake durability classification suggested by Gamble (1971).

Grup	10 dakikalık bir çevrimden sonra % kalan (Kuru kütle olarak)	10 dakikalık iki çevrimden sonra % kalan (Kuru kütle olarak)
Çok yüksek duraylılık	> 99	> 98
Yüksek duraylılık	98 – 99	95 – 98
Orta-yüksek duraylılık	95 – 98	85 – 95
Orta duraylılık	85 – 95	60 – 85
Düşük duraylılık	60 – 85	30 – 60
Çok düşük duraylılık	< 60	< 30

Çizelge 6. Regresyon eşitliklerinin elde edilmesinde kullanılan I_d , γ_d ve $I_{s(50)}$ değerleri.
Table 6. I_d , γ_d and $I_{s(50)}$ values used in the development of the regression equations.

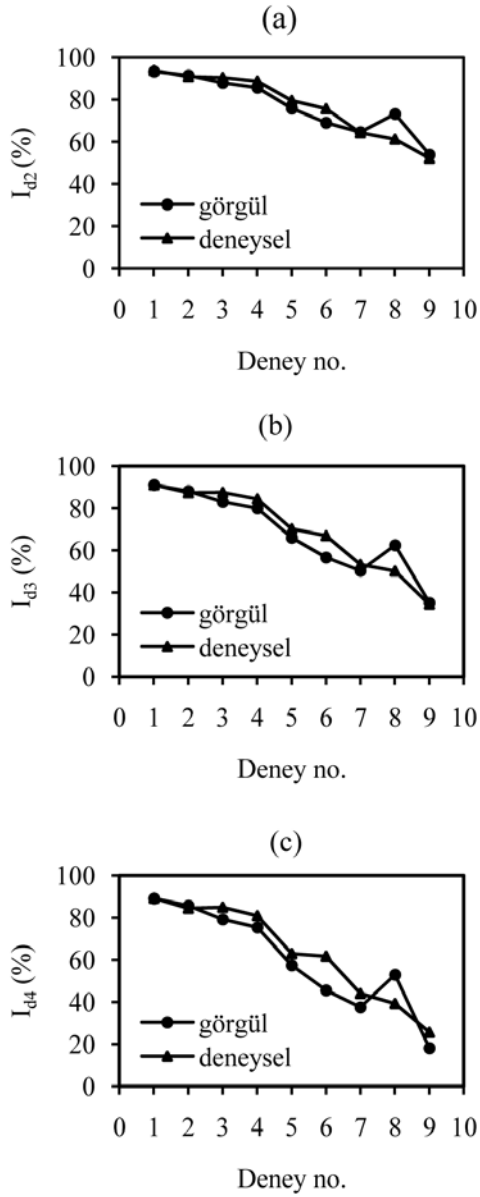
Çevrim sayısına göre I_d değerleri (%)				Kuru birim hacim ağırlık, γ_d (kN/m ³)	Nokta yükü dayanım indeksi, $I_{s(50)}$ (MPa)
I_{d1}	I_{d2}	I_{d3}	I_{d4}		
96.33	93.87	91.07	89.18	23.24	3.57
95.90	93.46	91.43	89.58	25.50	4.54
94.63	91.13	88.24	85.68	25.50	4.54
96.92	94.52	92.03	90.10	23.24	3.57
96.13	93.85	91.15	89.14	23.24	3.57
95.23	91.82	88.93	86.63	26.58	3.34
93.89	90.04	86.87	84.32	26.58	3.34
94.03	89.93	85.98	82.98	19.81	3.21
94.24	90.48	86.64	83.68	19.81	3.21
96.64	93.06	90.21	86.96	21.97	3.42
97.24	91.38	86.90	84.43	21.97	3.42
84.06	71.15	60.05	51.96	20.10	1.08
82.83	69.42	57.32	46.02	20.10	1.08
83.26	66.84	47.78	33.61	13.73	1.51
83.02	62.92	45.53	31.71	13.73	1.51
85.14	55.61	48.08	32.25	19.71	2.41
87.14	65.10	57.65	46.55	19.71	2.41
85.14	70.99	52.89	40.23	19.12	2.87
82.51	61.07	44.17	32.16	19.12	2.87

Suda dağılmaya karşı duraylılık deneyi, kolay uygulanabilen bir indeks deneyidir. Bununla birlikte, deney örneklerinin hazırlamasının uzun sürmesi ve her çevrimden sonra fırında bekleme sürelerinin uzun olması, bu deneyi zaman alıcı hale getirmektedir. Bu nedenle kayaların 2., 3., ve 4. çevrimine ait I_d değerlerini tek çevrimli suda dağılmaya karşı duraylılık indeksinden görgül olarak belirleyebilmek, I_{d1} değeri ile I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} değerleri arasında regresyon analizi yapılmış ve sonuçlar Çizelge 8'de verilmiştir. I_{d1} 'den tahmin edilen I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} değerleri ile deneysel olarak bulunmuş I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} değerlerinin karşılaştırılması Şekil 7'de verilmiştir.

Çalışmada kullanılan kayaların nokta yükü dayanım indeksi ($I_{s(50)}$) ve kuru birim hacim ağırlık (γ_d) değerleri belirlenerek I_d ile olan ilişkileri regresyon analizleriyle incelenmiş ve elde edilen görgül eşitlikler Çizelge 9'da verilmiştir. $I_{s(50)}$ 'den görgül eşitlikle kestirilen I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} değerleri ile deneysel olarak bulunmuş I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} değerleri Şekil 8'de karşılaştırılmıştır. Kayaların γ_d değerleri ile farklı çevrimlerdeki I_d değerleri arasındaki ilişkiler ise Çizelge 10'da, γ_d 'den görgül olarak elde edilen I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} değerleri ile deneysel olarak bulunmuş I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} değerlerinin karşılaştırılması ise Şekil 8'de verilmiştir.

Çizelge 7. Regresyon eşitliklerinin test edilmesinde kullanılan I_d , γ_d ve $I_{s(50)}$ değerleri.
Table 7. I_d , γ_d and $I_{s(50)}$ values used for testing the regression equations.

Çevrim sayısına göre I_d değerleri (%)				Kuru birim hacim ağırlık, γ_d (kN/m ³)	Nokta yükü dayanım indeksi, $I_{s(50)}$ (MPa)
I_{d1}	I_{d2}	I_{d3}	I_{d4}		
96.33	93.87	91.07	89.18	23.24	3.57
95.51	90.94	87.29	84.34	21.97	3.42
93.87	90.37	87.44	84.94	25.50	4.54
92.91	88.78	84.35	80.83	19.81	3.21
88.45	79.49	70.14	62.87	19.12	2.87
85.48	75.68	66.82	61.66	26.58	3.34
83.49	64.20	53.23	43.90	20.10	1.08
87.34	61.24	50.12	39.25	19.71	2.41
78.65	52.11	34.27	25.45	13.73	1.51



Şekil 7. I_{d1} 'e bağlı görgül ve deneysel olarak belirlenmiş (a) I_{d2} , (b) I_{d3} ve (c) I_{d4} değerleri arasındaki ilişki.

Figure 7. The relationship between experimentally and empirically defined (a) I_{d2} , (b) I_{d3} and (c) I_{d4} values as a function of I_{d1} values.

TARTIŞMA VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, farklı kaya türlerinde örnek köşeliliğinin suda dağılmaya karşı duraylılık indeksini nasıl etkilediği nicel olarak belirlenmiştir. Mikro süreksizlik içermeyen ve homojen mineralojik bileşime sahip kayalarda örneklerin köşeliliğine bağlı olarak I_{d2} değerinde % 3.66 ile % 26.06 arasında değişen bir farklılık belirlenmiştir.

Çizelge 8. I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} 'ün I_{d1} ile istatistiksel ilişkisi.
Table 8. The statistical relationship of I_{d1} with I_{d2} , I_{d3} and I_{d4} .

İlişki	Korelasyon katsayısı (r)	Ortalama mutlak hata
$I_{d2}=2.240I_{d1}-122.4$	0.95	3.46
$I_{d3}=3.179I_{d1}-215.2$	0.97	4.47
$I_{d4}=4.009I_{d1}-297.2$	0.97	6.89

Çizelge 9. I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} ile $I_{s(50)}$ arasındaki istatistiksel ilişkiler.

Table 9. Statistical relationships of I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} and I_{d4} with $I_{s(50)}$.

İlişki	Korelasyon katsayısı (r)	Ortalama mutlak hata
$I_{d1}=4.739I_{s(50)}+76.77$	0.83	3.03
$I_{d2}=10.10I_{s(50)}+51.02$	0.75	7.13
$I_{d3}=14.37I_{s(50)}+30.87$	0.77	9.64
$I_{d4}=18.14I_{s(50)}+13.11$	0.76	10.97

Çizelge 10. I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} ve I_{d4} ile γ_d arasındaki istatistiksel ilişkiler.

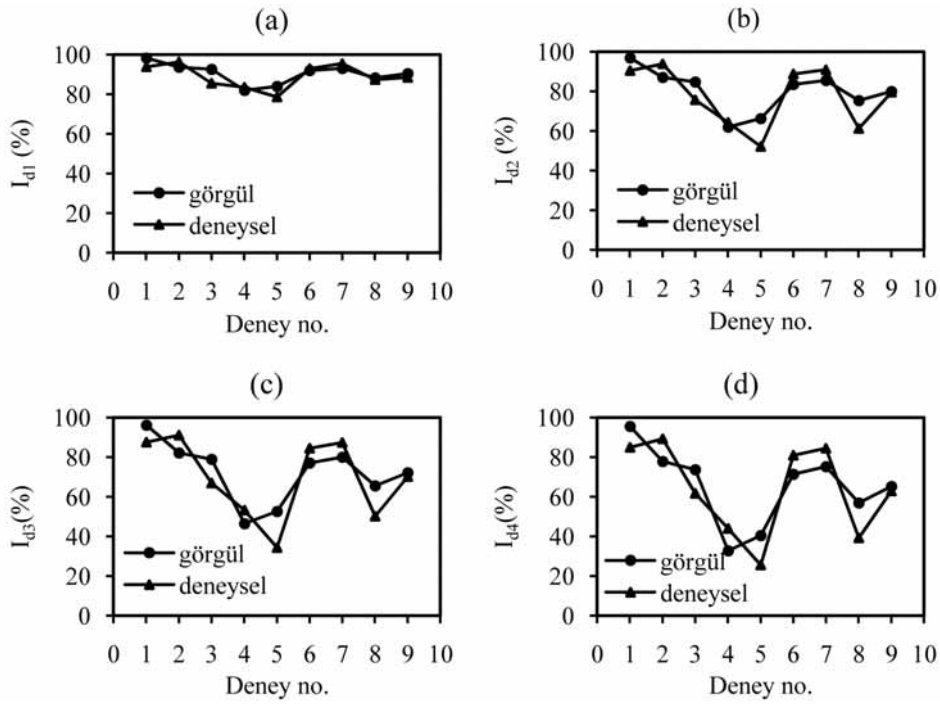
Table 10. Statistical relationships of I_{d1} , I_{d2} , I_{d3} and I_{d4} with γ_d .

İlişki	Korelasyon katsayısı (r)	Ortalama mutlak hata
$I_{d1}=1.170\gamma_d+65.76$	0.73	3.92
$I_{d2}=2.704\gamma_d+23.12$	0.71	10.08
$I_{d3}=4.055\gamma_d-13.17$	0.77	12.77
$I_{d4}=5.153\gamma_d-43.22$	0.78	14.39

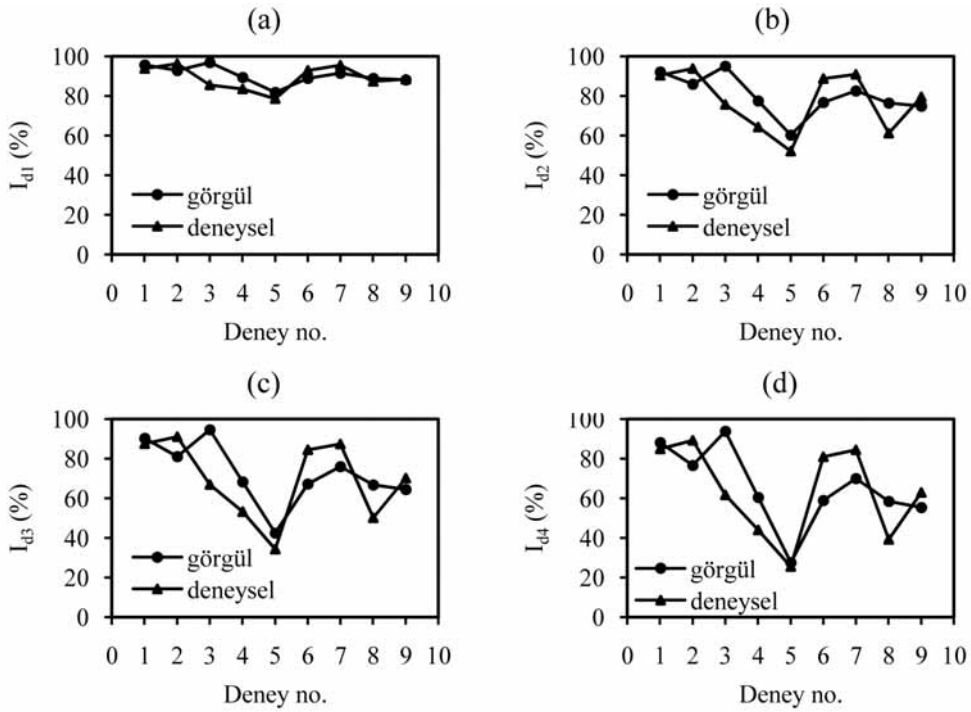
Gamble (1971) tarafından önerilen duraylılık sınıflamasında, özellikle yüksek I_{d2} 'ne sahip kayaların I_{d2} değerlerinin belirlenmesinde, köşelilikten ya da başka etkenlerden kaynaklanacak küçük farklar bile, kayacın duraylılık sınıflamasındaki yerinin değişmesine neden olacaktır. Bu olumsuz durum, orta duraylılık sınıfı üzerindeki sınıf sayısı azaltılması ve sınıf aralıklarının artırılmasıyla nispeten ortadan kaldırılabilecektir.

Mikro süreksizlik içermeyen kayalarda deney örneklerinin köşeliliği, suda dağılmaya karşı duraylılık indeksini etkileyen önemli bir etken olmuştur. Mikro süreksizlik içeren kayalarda ise, köşeliliğin suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi üzerinde belirgin bir etkisinin olmadığı, asıl etkinin yapısal özelliklerden kaynaklandığı belirlenmiştir.

Tek ve çok çevrim sonucunda belirlenen suda dağılmaya karşı duraylılık indeksleri arasındaki



Şekil 8. $I_{s(50)}$ 'ye bağlı görgül eşitlikten tahmin edilmiş ve deneysel olarak belirlenmiş (a) I_{d1} , (b) I_{d2} , (c) I_{d3} ve (d) I_{d4} değerleri arasındaki ilişki.
 Figure 8. The relationship between experimentally and empirically determined (a) I_{d1} , (b) I_{d2} , (c) I_{d3} and (d) I_{d4} values as a function of $I_{s(50)}$.



Şekil 9. γ_d 'ye bağlı görgül eşitlikten tahmin edilmiş ve deneysel olarak belirlenmiş (a) I_{d1} , (b) I_{d2} , (c) I_{d3} ve (d) I_{d4} değerleri arasındaki ilişki.
 Figure 9. The relationship between experimentally and empirically determined (a) I_{d1} , (b) I_{d2} , (c) I_{d3} and (d) I_{d4} values as a function of γ_d .

görgül ilişkilerde çok kuvvetli pozitif korelasyon katsayıları elde edilmiştir. Korelasyon katsayılarına göre, çevrim sayıları arttıkça görgül ilişki daha da kuvvetlenmektedir.

Çalışmada kullanılan kaya türlerinin kuru birim hacim ağırlığı ve nokta yükü dayanım indekslerinin I_d ile olan görgül ilişkileri incelendiğinde, kuvvetli pozitif ilişkinin olduğu görülmektedir. Bununla birlikte, görgül eşitliklerden tahmin edilen ve deneyle belirlenen I_d değerleri arasında oldukça yüksek ortalama mutlak hata oranları ortaya çıkmaktadır. Bu durum, çalışmada kullanılan kayalara ait bozunma derecesi, mineralojik bileşim, paketlenme yoğunluğu, kristallerin dokanak tipi, gözeneklilik gibi etkenlerdeki farklılığın duraylılık ile fiziksel özellikler arasındaki ilişkiyi zayıflatmış ve belirsizleştirdiğini göstermektedir.

TEŞEKKÜR

Yazar, çalışmalar sırasında bilimsel görüş ve önerilerini esirgemeyen Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden Kamil Kaya-balı'na, ince kesitlerin ve XRD analizlerinin yapımından yardımcı olan MTA Genel Müdürlüğü'nden Neşat Konak ve Bilgin Dönmez'e, petrografik incelemelerde yardımcı olan Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden Y. Kağan Kadioğlu'na, yapıcı eleştirileri ve yazımdaki düzeltmeleri için Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden Reşat Ulusay'a ve Candan Gökçeoğlu'na, ODTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümünden Tamer Topal'a teşekkür eder.

KAYNAKLAR

ASTM, 1990. Standard test method for slake slake durability of shales and similar weak rocks (D4644). Annual Book of ASTM Standards Vol. 4. 08. ASTM, Philadelphia, PA. 863-865.

Aufmuth, R.E., 1974. Site engineering indexing of rocks: Field testing and instrumentation of rock. American Society for Testing and Materials, Special Technical Publication, 554, 81-99.

Aydan, O., and Ulusay, R., 2003. Geotechnical and geoenvironmental characteristics of man-made underground structures in

Cappadocia, Turkey. Engineering Geology, 69, 245-272.

- Bayhan, E., Temel, A., Şahbaz, A., Varol, B., Kazancı, N., Görmüş, S. ve Ergin, M., 1998. Mudanya-Ulubat Gölü (Bursa Yöresi) Orta-Üst Miyosen-Kuvaterner istifinin mineralojik incelenmesi. Yerbilimleri, 20, 55-62.
- Bell, F.G., Entwisle, D.C., and Culshaw, M.G., 1997. A geotechnical survey of some British Coal Measures mudstones, with particular emphasis on durability. Engineering Geology, 46, 115-129.
- Çetin, H., Laman, M., and Ertunç, A., 2000. Settlement and slaking problems in the world's fourth largest rock-fill dam, the Ataturk Dam in Turkey. Engineering Geology, 56, 225-242.
- Dhakal, G., Yoneda, T., Kato, M., and Kaneko, K., 2002. Slake durability and mineralogical properties of some pyroclastic and sedimentary rocks. Engineering Geology, 65, 31-34
- Franklin, J.A., and Chandra, R., 1972. The slake durability test. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 9, 325-341.
- Gamble, J.C., 1971. Durability-plasticity classification of shales and other argillaceous rocks. PhD Thesis, University of Illinois (yayımlanmamış).
- Gökçeoğlu, C., Ulusay, R., and Sönmez, H., 2000. Factor effecting the durability of selected weak and clay-bearing rocks from Turkey, with particular emphasis on the influence of the number of drying and wetting cycles. Engineering Geology, 57, 215-237.
- Golden Software, 2000. Didger 2.0, Golden Software Inc., USA.
- ISRM, 2007. The Complete ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 1974-2006. R. Ulusay and J.A. Hudson (eds.), Ankara.
- Kayabalı, K., Beyaz, T., and Kolay, E., 2006. The effect of the ph of the testing liquid

- on the slake durability of gypsum. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 65, 65-71.
- Ketin, İ., 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu masifinin tektonik durumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 6, 1-40.
- Kolay, E. ve Kayabalı, K., 2005. Agregaların köşelliliğinin ve pürüzlülüğünün belirlenmesinde fractal boyut yönteminin kullanılması. Yerbilimleri, 26 (2), 49-61.
- Kolay, E., and Kayabalı, K., 2006. Investigation of the effect of aggregate shape and surface roughness on the slake durability index using the fractal dimension approach. Engineering Geology, 86, 271-284.
- Koncagül, E., and Santi, P.M., 1998. Predicting the unconfined compressive strength of the Breathitt shale using slake durability, Shore hardness and rock structural properties. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 36, 139-153.
- Mandelbrot, B.B., 1967. How long is the coast of Great Britain: Statical self similarity and the fractional dimension. Science, 156, 636-638.
- Moon, V.G., and Beattie, A.G., 1995. Textural and microstructural influences on the durability of Waikato coal measures mudrocks. Quarterly Journal of Engineering Geology, 28, 303-312.
- MTA, 1997. Türkiye jeoloji haritaları. Maden Tetkik Arama Enstitüsü, 55. Ankara-F15 paftası.
- Taylor, R.K., 1988. Coal Measures mudrocks: composition, classification and weathering processes. Quarterly Journal of Engineering Geology. 21, 85-99.
- Temel, A., 1992. Kapadokya eksploziv volkanizmasının petrolojik ve jeokimyasal özellikleri. Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Hacettepe Üniversitesi (yayımlanmamış).
- Ulusay, R., Arıkan, F., Yoleri, M.F., and Çağlayan, D., 1995. Engineering geological characterization of coal mine waste material and evaluation in the context of back-analysis of spoil pile instabilities in a strip mine SW Turkey. Engineering Geology, 40, 77-101.
- Vallejo, L.E., 1994. Fractal analysis of the slake durability test. Canadian Geotechnical Journal, 31, 1003-1008.
- Yılmaz, İ., and Karacan, E., 2005. Slaking durability and its effect on the Doline formation in the gypsum. Environmental Geology, 47, 1010-1016.



Siyah Aladağ Napı'nın stratigrafik ve tektonik özellikleri (Aladağlar, Doğu Toroslar)

*Stratigraphic and tectonic characteristics of the Siyah Aladağ nappe
(Aladağ mountains, Eastern Taurides)*

Ö. FARUK ÇELİK¹, NAZİF DEMİR², ALPER GÜRBÜZ³, ERGÜZER BİNGÖL⁴

¹ Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 41040 İzmit, KOCAELİ

² DSİ V-4 Sondaj Şube Müdürlüğü, Etlik Tesisleri, Keçiören, ANKARA

³ Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Tandoğan, ANKARA

⁴ Tepe Knauf İnş. ve Yapı Elemanları San. ve Tic. A.Ş. PK.92, 06581 ANKARA

Geliş (received) : 21 Mart (March) 2007

Kabul (accepted) : 26 Temmuz (July) 2007

ÖZ

İnceleme alanı, Doğu Torosların batısında Çamardı (Niğde) ilçesine bağlı Sulucaova köyünün yaklaşık 16 km güneydoğusunda Siyah Aladağ napı içinde yer almaktadır. Bölgenin batı sınırı Ecemiş Fayı tarafından kesilmiştir. Güney sınırında Beyaz Aladağ napı ofiyolitik melanjı bulunmaktadır. Doğu ve kuzey sınırları ise, Siyah Aladağ napı içinde kalmaktadır. Aladağlar Geç Kretase-Paleosen sürecinde kazanılmış naplı bir yapıya sahiptir. Tektono-stratigrafik olarak alttan üste doğru Yahyalı, Siyah Aladağ, Minaretepeler, Çataloturan, Beyaz Aladağ napları, ofiyolitik melanj ve en üstte Aladağ Ofiyolit napı şeklinde sıralanırlar. Siyah Aladağ napı içinde yer alan litolojik birimler Aladağlar bölgesinde Geç Devoniyen-Geç Kretase aralığında yaşlar vermektedirler. İnceleme alanı içerisinde ise Geç Devoniyen yaşlı birimler yüzeylenmemekte, ancak Karbonifer'den Geç Kretase'ye kadar yaşlar içeren litolojiler izlenebilmektedir. Bunlardan Karbonifer-Triyas yaş aralığındaki litolojiler Siyah Aladağ napı içerisinde incelenmişlerdir. Bu napın üzerine ise, tektonik olarak geldiği anlaşılan ve bu çalışmada Çobandağ napı olarak isimlendirilen Jura-Kretase yaş aralığında litolojiler bulunmaktadır. İnceleme alanında Siyah Aladağ napına ait birimlerde iki farklı kıvrım eksen doğrultusu mevcuttur. Bunlardan Geç Triyas-Geç Jura zaman aralığında meydana gelmiş K-G eksenli olanlar birincil kıvrımlanma, Geç Kretase-Paleosen sürecinde oluşan KD-GB eksenli olanlar ise ikincil kıvrımlanma olarak adlandırılmıştır. İkincil kıvrımlanma ve bölgenin naplı yapı kazanması eşzamanlıdır. Çobandağ napı da ikincil kıvrımlanmanın etkilerini yansıtmaktadır. Bölgede, günümüzde de etkinliğini sürdüren K-G yönlü sıkışmanın bir sonucu olarak gelişen D-B gidişli kıvrım eksenleri saptanmıştır. Siyah Aladağ napını oluşturan istif Erken-Orta Triyas'a kadar sürekli bir çökelmeyi göstermektedir. Bu dönem, Orta Triyas sonunda etkin olan tektonizma sonucunda K-G eksen doğrultusuna sahip kıvrımları geliştirmiştir. İnceleme alanında Geç Triyas yaşlı birimlere ise rastlanmamıştır. Geç Kretase sonu ve Paleosen'deki sıkışma ile bölge kıvrımlanmış, Jura ve Kretase yaşlı birimler Erken-Orta Triyas ve daha yaşlı birimler üzerinde sürüklenmiştir. Jura-Kretase yaşlı birimlerin sıyrılma şeklinde sürüklenişini Jura yaşlı birimlerin tabanında yer alan 5-6 cm kalınlığındaki breşik zon kanıtlamaktadır.

Anahtar Kelimeler: Aladağlar, Çobandağ napı, Doğu Toroslar, stratigrafi, tektonik.

ABSTRACT

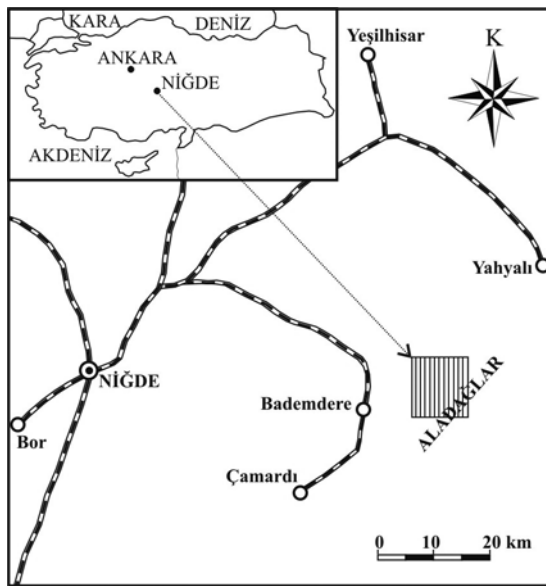
The study area is located approximately 16 km SE of Sulucaova village in Çamardı (Niğde), to the west the Eastern Taurides and is observed within the Siyah Aladağ nappe. The investigated area is bounded by the sinistral Ecemiş fault to the west, the ophiolitic melange of the Beyaz Aladağ nappe to the south and the Siyah Aladağ nappe to the east and north. The Aladağ mountains exhibit a nappe structure that occurred during the Late Cretaceous-Paleocene time interval. The tectono-stratigraphic units in the Aladağ mountains are called Yahyalı, Siyah Ala-

dağ, Mineratepeler, Çataloturan, Beyaz Aladağ (ophiolitic melange), and Aladağ (ophiolite nappe) from bottom to top. Lithologic units of the Siyah Aladağ nappe have an age range from Devonian to Late Cretaceous. In the study area, Late Devonian units do not crop out whereas Carboniferous to Late Cretaceous units are common. Carboniferous and Triassic rock units were investigated as the part of the Siyah Aladağ nappe. This thrust sheet is tectonically overlain by the Jurassic-Cretaceous Çobandağ nappe. The rock units of the Siyah Aladağ nappe have two distinct fold-axes in the study area. The first one, that occurred during Late Cretaceous-Early Jurassic, shows a N-S trend. The second one, that occurred during the Late Cretaceous-Paleocene, presents a NE-SW trend, and nappe structure in the region occurred at the same time. These folding affects are seen in the Çobandağ nappe. The E-W fold-axes are presently dominant as a result of a N-S compressional regime in the study area. The lithostratigraphy of the Siyah Aladağ nappe clearly shows permanent sedimentation until Early-Middle Triassic. At the end of the Middle Triassic, N-S trending fold-axes were developed due to tectonic activity. Late Triassic units are absent in the study area. Due to compressional tectonism during the Late Cretaceous-Paleocene, ductile structures occurred firstly and then the Jurassic-Cretaceous units thrust over Middle Triassic or older units. The base of the Jurassic units is characterized by a 5-6 m thick brecciated zone that is the indication of a decollement structure of thrust sheet.

Key Words: Aladağlar, Çobandağ nappe, Eastern Taurides, stratigraphy, tectonic.

GİRİŞ

İnceleme alanını içine alan Aladağlar bölgesi maden yatakları açısından çok önemli bir bölge olması ve Türkiye'nin özellikle kurşun-çinko (Pb-Zn) ihtiyacının büyük bir kesimini karşılaması nedeniyle, bölgede gerçekleştirilen çalışmalar daha çok maden yatakları çerçevesinde kalmıştır. Ancak madenlerden yeterince yararlanabilmek için bölgenin jeolojik özelliklerinin çok iyi bilinmesi gerekmektedir. Bu çalışmada incelenen alan, Aladağlar bölgesinde Niğde ili Çamardı ilçesi sınırları içinde 1/25.000 ölçekli Kozan M34-a2 paftasının yer almaktadır (Şekil 1).



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

Aladağlar bölgesi daha önceki çalışmalarda genel hatlarıyla incelenmiştir. Bunlardan Blumenthal (1952), Toroslar'ın naplı yapısını ilk kez ortaya koyan araştırmacıdır. Özgül (1976), Toroslar'ın çeşitli kesimlerinde, yoğunlukla Orta ve Doğu Toroslar'da sürdürdüğü araştırmalarına dayanarak Toros kuşağının bazı temel jeoloji özelliklerini belirlemiş ve ortak stratigrafik-tektonik özelliklere dayanarak Toros kuşağı boyunca çeşitli birliklerin varlığını, bu birliklerin birbirleri ile tektonik dokanaklı ve çoğu yerde allokon örtüler oluşturduğunu ileri sürmüştür. Yetiş (1978), Ecemiş Fay Zonu'nun Maden Boğazı ve Kamışlı arasındaki kesimin karmaşık stratigrafisi istifini ve Ecemiş Fay'ının genel özelliklerini araştırmıştır. Bu araştırmacıya göre Ecemiş Fay Zonu Paleosen sonrası - Lütesiyen öncesinde oluşmuş olup, K20D gidişli, sol yönlü ve doğrultu atımlıdır. Fayın toplam atımını ise, yaklaşık 80 ± 10 km hesaplanmıştır. Ricou (1980), Toroslar'ın kireçtaşı eksenini Arap - Afrika levhasının bir parçası olduğunu kabul ederek, bunların tüm kuşak boyunca birer allokon nap örtüsü oluşturan metamorfite ve ofiyolitlerin altında tektonik pencereler şeklinde yüzelediğini belirtmiştir. Tekeli (1980), Aladağlar'ın yapısal evriminde aşağıda belirtilen üç farklı dönemin etkinliğini ileri sürmüştür. Bunlar; Geç Triyas-Erken Kretase zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarının Senoniyen'de faylanmayla bozularak ilk ofiyolit yerleşmesini ve Maastrichtiyen'de gerçekleşen kıta kenarının naplanması ve peridotit napının yerleşmesini içeren dönemlerdir. Tekeli (1981), Aladağ ofiyolitli melanjını kendi içinde farklı özellikler taşıyan, en altta düzgün taban istifi, üzerinde olistrostrom bölümü ve en üstte düzensiz bölüm olarak üç bölüme ayırt-

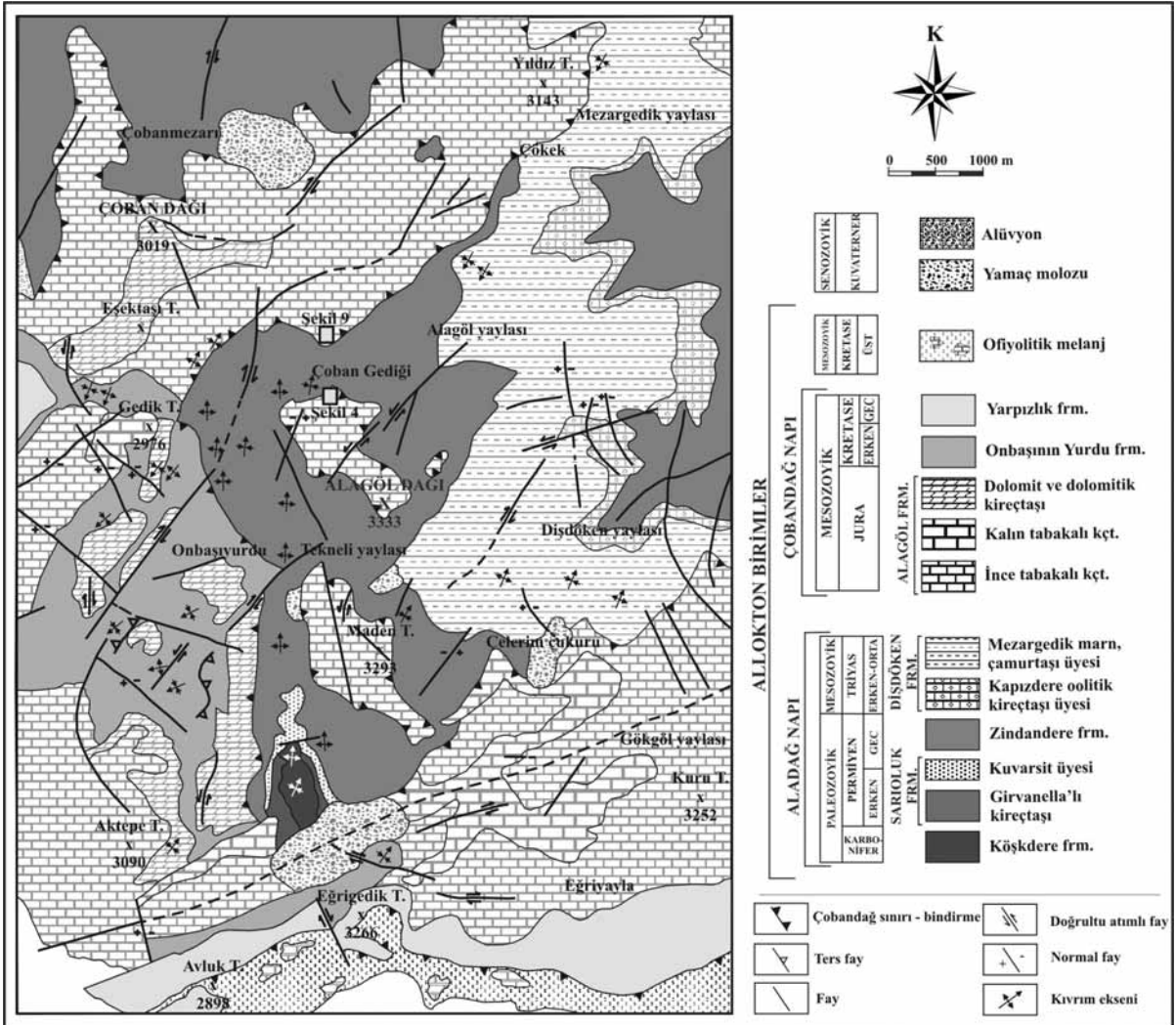
de Başyayla koridorunun batısında Köşkdere mevki ve Minas yaylasının kuzey-kuzeydoğusunda yine antiklinallerin aşınan kesimlerinde yüzeylenir.

İnceleme alanı dışında, Köşkdere mevkiinde Harabe formasyonu üzerine uyumlu konumda gelen formasyonun üzerinde yine uyumlu konumda Sarioluk formasyonu yer alır. İnceleme alanında ancak 20-25 m'lik kalınlığının görülebildiği bu birimde, ayrıışmış yüzeyleri sarımsı, kahverengimsi, yeşilimsi ve kırmızımsı killi kireçtaşları bulunur. Arazide yumuşak bir topografya sunan birim brachiopoda kavrıkları içerir. İnceleme alanı dışında 600 m kalınlıktaki formasyon, bol makro ve mikro fosil içeriklidir. Köşkdere formasyonunun yaşı, saptanan; *Fusi-*

ella sp., *Mediocris sp.*, *Monotaxinoides sp.*, *Glyphostomella sp.*, *Schubertella sp.*, *Paleotextularia sp.*, *Tetrataxis sp.*, *Eotuberitina sp.*, *Ovinella sp.*, *Archaeosphaera sp.*, *Tuberitina sp.*, *Earlandia sp.*, *Pascysphaera sp.*, *Globivalvulina sp.* fosillerine göre Karbonifer'dir.

Sarioluk Formasyonu

Adını Başyayla koridorunun batısındaki Sarioluk yaylasından alan Sarioluk formasyonu (Ayhan vd., 1984), altındaki Köşkdere ve üstündeki Zindandere formasyonları ile uyumlu konumdadır. Birim, inceleme alanında Yazıpınar ve Körmenlik yaylaları arasında Tekneli antiklinoryumunun aşınan kesimlerinde dar bir şerit halinde izlenir (bkz. Şekil 3).



Şekil 3. Niğde-Çamardı-Tekneli yöresinin jeoloji haritası.
Figure 3. Geological map of Niğde-Çamardı-Tekneli area.

İnceleme alanı dışında, Köşkdere mevkii ve Minas yaylası civarında da yüzeyleyen birimin tabanı Girvanella'lı kireçtaşları ile başlar. Bu kireçtaşlarının üst kısımları *Pseudoschwagerina sp.* bakımından zengindir. Daha üstte fosilsiz ve yoğun kalsit içeriği nedeniyle alacalı görümlü kireçtaşları bulunur. Birimin en üstünde bol fosilli gri kireçtaşları yer alır. Birimde tabaka kalınlıkları 10-50 cm arasındadır. Aladağlar bölgesinde 100-150 m kalınlık sunan birim inceleme alanında yaklaşık 130 m kalınlığa ulaşır. Sarioluk formasyonu; *Pseudoschwagerina sp.*, *Girvanella sp.*, *Triticites sp.*, *Paleotextularia sp.*, *Tetrataxis sp.*, *Plectogyra sp.*, *Globivalvulina sp.* ve *Nodasariidae* fosillerine dayanılarak Erken Permiyen olarak yaşlandırılmıştır.

Kuvarsit üyesi: Erken Permiyen-Geç Permiyen geçişinde yer alan kuvarsitler, Sarioluk formasyonunun en üst seviyesini oluşturur. Beyazımsı ve pembemsi kuvarsitler, çatlaklarında bulunan demir mineralleri nedeniyle yer yer kırmızımsı renk almışlardır. İnceleme alanında yaklaşık 25 m kalınlığındaki birimde tabaka kalınlıkları 10-100 cm arasında değişir. Kuvarsitlerin yaşı, stratigrafik konumlarından dolayı Erken Permiyen'dir.

Zindandere Formasyonu

Aladağlar bölgesinde Siyah Aladağ napının en geniş yayılımına sahip birimi olan Zindandere formasyonu, Sarioluk formasyonunun kuvarsit üyesinin üzerine uyumlu olarak gelir. Birimin üzerinde de yine uyumlu konumda yer alan Dişdöken formasyonu bulunur. Yüzelediği kesimlerde Çobandağ napının Alagöl formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenir. Formasyon, Ayhan vd. (1984) tarafından birimin en iyi görüldüğü yerin Zindandere olması nedeniyle, Zindandere formasyonu olarak adlandırılmıştır. Zindandere formasyonu çalışma alanında kuzeyde Taşlı tepe ve Çifte tepe arasında, 3298 m rakımlı tepe, Karagüney tepe, Alagöl dağı, Maden tepe, Kılıç tepe ve Tilki çukuru civarında tektonik pencereler şeklinde yüzeyler (bkz. Şekil 3).

Birim grimsi ve siyahımsı renkli, her yerde çok iyi tabakalanma sunan kireçtaşları ile temsil edilir. Tabaka kalınlıkları genellikle 30-70 cm arasında olmakla birlikte, yer yer 1-6 m'ye kadar da çıkabilmektedir. Tabaka kalınlıklarının az olduğu yerlerde kireçtaşları daha açık renkli ve bol fosil içeriklidir. Buna karşın tabaka kalınlıkları-

nın artmasıyla renk giderek koyulaşmakta ve fosil içeriği azalmaktadır. Zindandere formasyonunda bir yeşil alg çeşidi olan ve siyah benekler şeklinde arazide kolayca fark edilebilen Mizzia'ların çok bol bulunması nedeniyle birim "Mizzia?lı kireçtaşları" olarak anılmıştır.

Birim içerisinde kalınlıkları 1-1.5 m arasında değişen ve doğrultuları boyunca yaklaşık 1.5 km izlenebilen kuvarsit bantları mevcuttur. Kireçtaşı tabakaları ile tamamen uyumlu olan bu bantların alt ve üst dokanakları kireçtaşları ile geçişli değildir. Çobangediği'nin batısında aralarında 20-30 m uzaklık olan 50-150 cm kalınlığında 3 ayrı kuvarsit bantı saptanmıştır.

İnceleme alanında 400 m'si izlenebilen Zindandere formasyonu Aladağlar bölgesinde yaklaşık 925 m kalınlığa sahiptir. Zengin bir makro ve mikro fosil faunası kapsayan birimin yaşı; *Mizzia sp.*, *Pseudovermiporella sp.*, *Permoalculus sp.*, *Agathammina sp.*, *Hemigordius sp.*, *Globivalvulina sp.*, *Nankinella sp.*, *Dagmarita sp.*, *Paradagmarita sp.*, *Pachyphloia sp.*, *Glomospira sp.*, *Paraglobivalvulina sp.*, *Genitzina sp.*, *Staffellidae* ve *Hemigordiopsidae*, fosillerine göre Geç Permiyen'dir.

Zindandere formasyonu içinde ve bu formasyonun Çobandağ napının Alagöl formasyonu ile dokanağında boksit mercikleri izlenmektedir. Genellikle küçük boyutlu boksit mercikleri ender olarak 10 m kalınlık ve 100 m uzunlukta dırlar. Boksitler koyu kahverengimsi, bordomsu, koyu sarımsı ve yeşilimsi renkli olup, pizolitik karakterdedir. Kil içeriğinin fazla olduğu yerler çok gevşek olup kolayca dağılmaktadır, koyu renkli olan yerler ise serttir.

Dişdöken Formasyonu

Siyah Aladağ napının en üstünde yer alan Dişdöken formasyonu, çalışma alanı içerisinde yaklaşık K-G doğrultusunda uzanmaktadır (bkz. Şekil 3). Birim, altındaki Zindandere formasyonu ile uyumludur. Tekeli vd. (1981) Çataloturan ve Siyah Aladağ napındaki Triyas birimlerini Küçüküsu formasyonu, Ayhan (1983) ve Ayhan vd. (1984) ise Küçüküsu istifi olarak adlandırmışlardır. Ayhan ve Langeranlı (1986), Siyah Aladağ napındaki Triyas yaşlı birimlerin Çataloturan napına benzese de, bazı farklılıklar gösterdiğini belirtmişler ve Siyah Aladağ napının Triyas yaşlı birimlerini Dişdöken formasyonu olarak tanımlamışlardır. Birim bu makalenin yazarlarınca da

aynı adla kabul edilmiştir. Formasyonda altta Kapızdere oolitik kireçtaşı ve Mezargedik marn-çamurtaşı üyeleri ayırtlanmıştır.

Kapızdere oolitik kireçtaşı üyesi: Altındaki Zindandere formasyonu ile geçişli olan bu birim, Mezargedik ve Dişdöken yaylaları arasında ince bir şerit halinde uzanır. Üye oolitik kireçtaşları ile başlar ve üstte killi kireçtaşlarına geçiş gösterir. Killi kireçtaşları üzerinde stromatolitli kireçtaşı seviyesi yer alır. Kalınlığı 50-200 m arasında değişen Kapızdere oolitik kireçtaşı üyesinin yaşı *Ammodiscus parapriscus* Ho, *Glomospira shengi* Ho, *Cyclogyra mahajeri* Bronnimann, *Restocornuspira kalhourii* Bronnimann, *Meandrospira pusilla* (Ho) *Endothyra* sp., *Variostoma* sp., *Earlanditina* sp. fosillerine göre Skitiyen-Ladinyen'dir (Tekeli vd., 1981).

Mezargedik marn-çamurtaşı üyesi: Kapızdere oolitik kireçtaşları üzerine Siyah Aladağ napı Triyasının en tipik ve geniş yayılımlı birimi olan marn-çamurtaşı-silttaşı aralanması gelir. Yeşilimsi, morumsu, grimsi ve kahverengimsi, ince

tabakalı, şisti görünümlü yer yer laminalı bu birim yumuşak bir topoğrafya oluşturur. İçinde yer yer kalınlıkları 10-40 cm arasında değişen grimsi kireçtaşı mercekleri izlenir. Kalınlığı yaklaşık 500 m olan üyenin yaşı, Kapızdere oolitik kireçtaşları ile aynı fosilleri içermesi nedeniyle, Skitiyen-Ladinyen'dir (Tekeli vd., 1981).

Çobandağ Napı

Siyah Aladağ napının üzerinde izlenen Çobandağ napı ilk kez bu çalışmada ortaya konulmuştur (Şekil 4). Çobandağ napında; Alagöl, Onbaşının Yurdu ve Yarpızlık formasyonları ayırtlanmıştır (bkz. Şekil 3).

Alagöl Formasyonu

İnceleme alanında Siyah Aladağ napının Zindandere formasyonu ile beraber en geniş yayılıma sahip Alagöl formasyonu, yer yer dolomitik seviyeler içeren kireçtaşları ile temsil edilir. Birim inceleme alanında Alagöl dağı, Maden te-



Şekil 4. Çobandağ napına ait Alagöl formasyonu ile Siyah Aladağ napına ait Zindandere formasyonu arasındaki tektonik ilişki (Pz:Geç Permiyen yaşlı Zindandere formasyonu, Trd:Erken-Geç Triyas yaşlı Dişdöken formasyonu, Ja: Jura yaşlı Alagöl formasyonu).

Figure 4. Tectonic relation between the Alagöl formation of the Çobandağ nappe and Zindandere formation of the Siyah Aladağ napp. (Pz: Late Permian aged Zindandere formation, Trd: Early-Late Triassic aged Dişdöken formation, Ja: Jura aged Alagöl formation).

pe, Kılıç tepe, Aktepe, Narpızlı yaylası, Karge-diği, Katırkırı tepe, Çobandağı ve Yıldız tepe civarlarında yüzeyler. Çoğunlukla Zindandere formasyonunu, Yıldız tepe ve Çelerim çukuru doğusunda Dişdöken formasyonunu tektonik olarak üzerleyen Alagöl formasyonu üzerinde uyumlu olarak Onbaşının Yurdu formasyonu yer alır.

Formasyon; Metag-Stolberger (1971) tarafından 'kalın tabakalı transgresif kalker', Tekeli vd. (1981) tarafından da 'Divrik dağı formasyonu' olarak adlanmıştır. Ayhan vd. (1984) ise, birimi 'Çobankaya formasyonu' adıyla tanımlayarak formasyonu; Onbaşının Yurdu laminalı kireçtaşı üyesi, Çobangediği kireçtaşı üyesi ve Hurçdağı kireçtaşı üyesi olmak üzere üç alt birime ayırtlamışlardır. Hurçdağı kireçtaşı üyesi inceleme alanı dışında olup, Onbaşının Yurdu laminalı kireçtaşı üyesi de bu çalışmada Onbaşının Yurdu formasyonu olarak tanımlanan stromatolitik kireçtaşlarıdır.

Alagöl formasyonunu oluşturan kireçtaşları grimsi ve mavimsi, çok belirgin tabakalanma gösteren kireçtaşları ve tabaka kalınlıklarının giderek artmasıyla gelişmiş masif kireçtaşları ile temsil edilir. Bu çalışmada tabaka kalınlıkları 30-100 cm arasında değişen orta-kalın tabakalı kesimler ile kalın tabakalı-masif kesimler ayrı ayrı haritalanmışlardır (bkz. Şekil 3). Yine ilk kez bu çalışmada ayırtlanan koyu grimsi ve siyahımsı dolomit ve dolomitik kireçtaşları da kireçtaşı seviyesinin üzerinde yer alır. Alagöl formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan bu dolomit ve dolomitik kireçtaşlarının yaşı, saptanan *Nautiloculina circularis* (Said ve Barakat), *Amobaculites sp.* ve *Trocholina sp.* gibi fosillere dayanılarak Geç Jura (Oksfordiyen-Erken Kimmericiden) olarak belirlenmiştir.

İnceleme alanında 250-300 m kalınlık sunan Alagöl formasyonunun Aladağlar bölgesinde 900-1000 m kalınlığa sahip olduğu bilinmektedir. Formasyonun yaşı belirlenen; *Pseudocyclammina sp.*, *Sigmovalvulina sp.*, *Textularia sp.*, *Trochammina sp.*, *Kurnubia sp.*, *Pfenderina sp.*, *Glomospira sp.*, *Haurania sp.*, *Miliolidae* fosillerine göre Erken-Geç Jura'dır.

Onbaşının Yurdu formasyonu

Aladağlar bölgesinde sadece inceleme alanında ve yakın çevresinde gözlenen formasyonun en geniş yayılımı Onbaşının Yurdu, Zindandere,

Gedik tepe, 3047 m rakımlı tepe, Saçkayası tepe ve Körmenlik yaylasının güneyindedir.

Bugüne değin yapılan incelemelerde içinde herhangi bir fosil saptanamayan birime önceki çalışmalarda Karbonifer'den Triyas'a kadar değişik yaşlar verilmiştir. Ayhan vd. (1984) ile Ayhan ve Lengeranlı (1986) tarafından birim Çobankaya formasyonunun 'Onbaşının Yurdu laminalı kireçtaşı üyesi' şeklinde tanımlanmış ve jeolojik konumuna göre Erken Jura yaşı verilmiştir. İnceleme alanında yüzeyleyen birimdeki stromatolitik kireçtaşları ayrı bir formasyon olarak kabul edilmiş ve Onbaşının Yurdu formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birim, Alagöl formasyonunun dolomit-dolomitik kireçtaşları üzerinde uyumlu konumda yer alır. Üstünde de yine uyumlu konumda Yarpızlık formasyonu bulunur. Formasyon, altta kalınlığı yaklaşık 2 m ve her yerde izlenemeyen kristalize kireçtaşları ile başlar ve üste doğru stromatolitik kireçtaşlarına geçilir. Sığ ve sıcak denizlerde oluşan stromatolitik kireçtaşları arazide laminalı kireçtaşlarına benzerlik gösterirler. Renkleri alt kesimlerde bej ve gri olan stromatolitik kireçtaşlarında renk üst kesimlere doğru giderek koyulaşmakta ve siyahımsı bir görünüm almaktadır. Sığ ortamda yaşayan stromatolitler fırtına dalgalarından etkilenmişler ve breşik bir durum kazanmışlardır. Bu durum, Ayhan vd. (1984) tarafından breşleşmenin gelgit üstü bölgede çökme sırasında olduğu gibi, diyajenez sırasında sedimanter breşleşme şeklinde de oluşabileceği şeklinde ifade edilmiştir. Stromatolitik kireçtaşları küçük ve büyük boyutlu olmak üzere inceleme alanında en fazla kıvrımın gözlemlendiği birimdir.

Stromatolitik kireçtaşları üzerinde alttan üste doğru koyu kahverengimsiden başlayan ve giderek açılarak grimsi, yeşilimsi ve pembemsi renkler alan dolomit seviyesi bulunmaktadır. Genellikle orta kalınlıkta tabakalanmaya sahip dolomitlerde tabaka kalınlıkları 20-60 cm arasında değişir.

Çalışma alanında yaklaşık 180-200 m kalınlığa sahip Onbaşının Yurdu formasyonunda yaş tayini yapılabilecek bir fosil bulunamamıştır. Ancak Alagöl formasyonunun Geç Jura yaşlı dolomit-dolomitik kireçtaşları üzerinde uyumlu konumda bulunmaları ve üzerinde de Geç Kretase yaşlı Yarpızlık formasyonunun yer almasına dayanılarak birimin yaşı Geç Jura -Erken Kretase olarak verilmiştir.

Yarpızlık Formasyonu

İnceleme alanının güneyinde ve kuzeybatı kesiminde izlenen Yarpızlık formasyonu, önceki çalışmalarda değişik yaşlı kaya grupları arasında, özellikle Jura yaşlı formasyonlar içinde gösterilmiş ve ilk kez bu çalışmada formasyon düzeyinde ele alınmıştır. Tipik yüzeylemesi ve alttaki birimlerle dokanak ilişkisi en iyi Yarpızlık tepe civarında görülebildiği için birim Yarpızlık formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Formasyon, Çobandağ napının en üstünde yer alır ve altındaki Onbaşının Yurdu formasyonu ile uyumludur. Ancak tabanında genellikle tektonizma etkileri yoğundur. Yer yer sarp ve engeli görünüm sunan formasyon, grimsi, siyahimsi renkten kırmızımsı kahverengine kadar değişik renkler sunan kireçtaşları ile içindeki bantlar halinde dolomitik kireçtaşları ile temsil edilir. Belirgin tabakalanma gözlenen birimde tabaka kalınlıkları 30-100 cm arasında değişmekte olup, tabaka kalınlığının arttığı kesimlerde rengin koyulaştığı gözlenmiştir.

Yarpızlık formasyonunda belirlenen; *Chrysalidina gradata* (D'orbigny), *Nezzazinella picardi* (Heuson), *Cuneolina pavania* (D'orbigny), *Globotruncana cf. arca* (Cushman), *Globotruncana gr. linneiana* (D'orbigny), *Rosita cf. stuartiformis* (Dalbiez), *Nezzazata sp.*, *Globotruncana sp.*, *Globigerinidae*, *Miliolidae*, *Ophthalmididae* fosillerine göre Senomanien-Kampaniyen-Maastrih-tiyen yaşı verilmiştir.

Ofiyolitik Melanj

Melanj serisi bölgedeki blok hareketleri ve naplanmalarla ilgili olarak bindirme hatları arasında ince şeritler şeklinde bulunur. Siyah Aladağ napının Yahyalı ve Çobandağ napları arasındaki dokanakları hariç, diğer naplar arası dokanaklarda izlenen ofiyolitik melanj inceleme alanının güneyinde yaklaşık D-B doğrultuda uzanır ve Çobandağ napının Yarpızlık formasyonunu tektonik olarak üzerler.

Birim, Tekeli vd. (1981) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu araştırmacılar istifin Anadolu'da yaygın rastlanan ofiyolitik melanj özelliklerini taşıdığını belirterek, melanjın iç yapısında bulunan üç ana grubu ayırtlamışlardır. Bu bölümler; en altta düzenli istif özellikleri taşıyan bir bölüm, bunun üzerinde olistrostromların yaygın olduğu bölüm ve en üstte düzensiz bir iç yapının

hakim olduğu bölümdür. Sık fasiyes değişimi sunan düzenli taban istifinin yaygın kaya türleri bol ofiyolit kırıntılı, kırıntılı türbidit ve çakıl boyu malzeme içeren tane akması çökelleri, pelajik mikrit ve çamurtaşlarıdır. Olistrostrom bölümünde bulunan blokların bir kısmı yabancı kökenli, diğer bir kısmı da olistrostrom hamuruyla aynı ortamda çökelmiş ve akma sırasında bloklaşmış sert veya masif birimlere aittir. Çörtlere birimin en üst kesiminde, yumuşak morfoloji sunan kaotik bölümü içinde ve gelişi güzel saçılmış değişik boyutlardaki masif kaya blokları şeklinde rastlanmaktadır. Bu birim başlıca; volkanik fliş, volkanotortul, olistrostrom, volkanik malzeme, serpantin, radyolarit, çörtlü kireçtaşı, volkanik breş, granodiyorit, diyabaz, gabro ve başkalaşmış kayaları içerir.

İnceleme alanında ofiyolitik melanj, altta ince taneli kumtaşlarından oluşan düzey ile başlar. Kumtaşlarının taze kırık yüzeyleri grimsi ve yeşilimsi, ayrılmış yüzeyleri de kahverengimsi renktedir. Kumtaşlarının üzerinde ise, içinde değişik türde kireçtaşı blokları içeren çamurtaşları ve serpantinler yer alır. Tekeli vd. (1981)'ne göre ofiyolitik melanj temeli oluşturan platform tipi karbonatlarla çökme dokanaklı olup, kıta sahanlığı üzerinde Senoniyen havzasında gelişmiştir.

Kuvaterner

Yamaç molozu

Mevsimler ve gece-gündüz arasındaki sıcaklık farklarının fazla olması ile gelişen ve yoğun fiziksel ayrışma sonucu çevredeki kayalardan türeyen malzeme, taşıyıcı unsurların (yağmur, kaynak suyu) az olması nedeniyle aynı hızla kaynaklandığı yerden uzağa taşınmamakta, genellikle yamaç molozu halinde değişik formasyonlar üzerinde yer almaktadır. Ayrıca Alagöl pınarı, Dişdöken pınarı, Çelerim çukuru ve Körmenlik yaylası gibi nispeten çukur alanlarda kalın moloz yığılması görülür. Farklı şekil ve boyutta, çoğu keskin köşeli tane ve bloklardan oluşan yamaç molozu ve moloz yığılımlarının kalınlıkları değişken, ancak moloz yığılımlarının kalınlıkları yamaç molozlarına göre oldukça fazladır.

Alüvyon

Alüvyonların çalışma alanında sadece Kocakapız deresinin bulunduğu kesimde izlenmesine karşın, çalışma alanı dışında Tilkitaşı Tepe'ye

ve daha aşağı kotlardaki düzlüklere kadar uzandı gözlenmiştir. Alüvyonlar Siyah Aladağ ve Çobandağı birimlerinin çakıllarını içermektedir. İçerdiği tanelerde yuvarlaklaşma ve küreselleşme olağan olup, taneler silt-blok arası çok değişken boyutlar sunmaktadır.

YAPISAL JEOLJİ

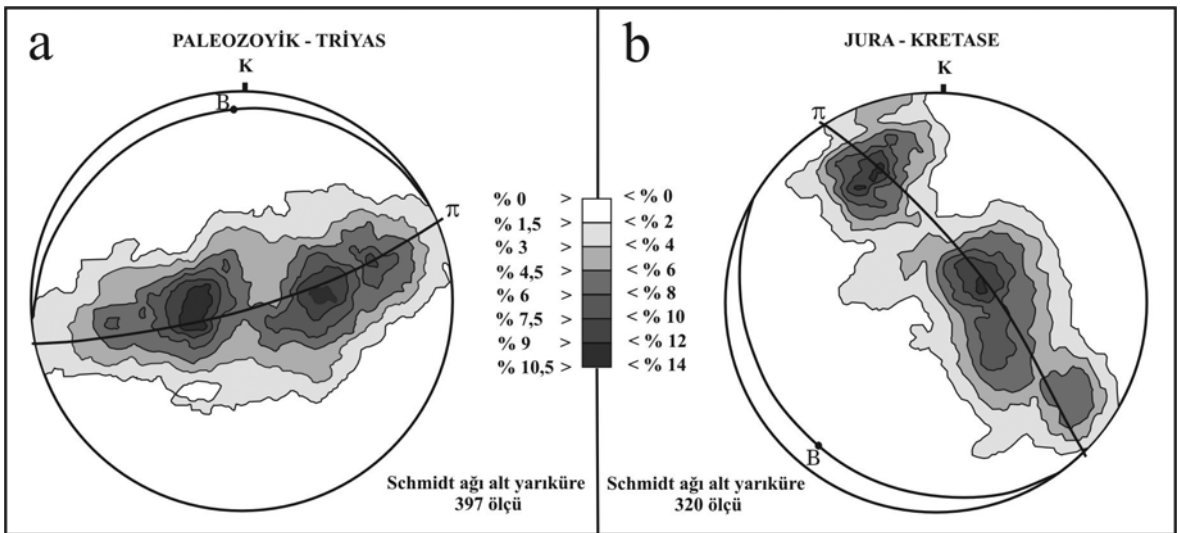
Kıvrımlar

İnceleme alanındaki birimlerin tamamına yakını yoğun şekilde kıvrımlanmış kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Özellikle Onbaşının Yurdu formasyonunun stromatolitli kireçtaşları büyük ve küçük ölçekte birçok kıvrım ile en fazla kıvrımlanmaya maruz kalmış birimdir. Buna karşın aynı formasyon içinde dolomitlerin az kıvrımlanma göstermelerinin nedeni bu kayalar arasındaki dayanım farklılığından ileri geldiği düşünülmektedir. Arazi verileri ile inceleme alanındaki birimlerin farklı iki eksen doğrultusunda kıvrımlandıkları belirlenmiştir. En fazla izlenen kıvrım çeşitleri asimetrik ve simetrik kıvrımlar olup, bu kıvrımlar, kıvrım eksen doğrultularına göre aşağıdaki gibi gruplandırılmıştır.

Eksen doğrultuları yaklaşık K-G olan kıvrımlar sadece Siyah Aladağ napındaki formasyonlarda incelenmiştir. Eksen doğrultuları K15D ile K20B arasında değişen bu kıvrımlar çoğunlukla kuzeve dalımlıdır (Şekil 5a) . Tekneli antiklinoryu-

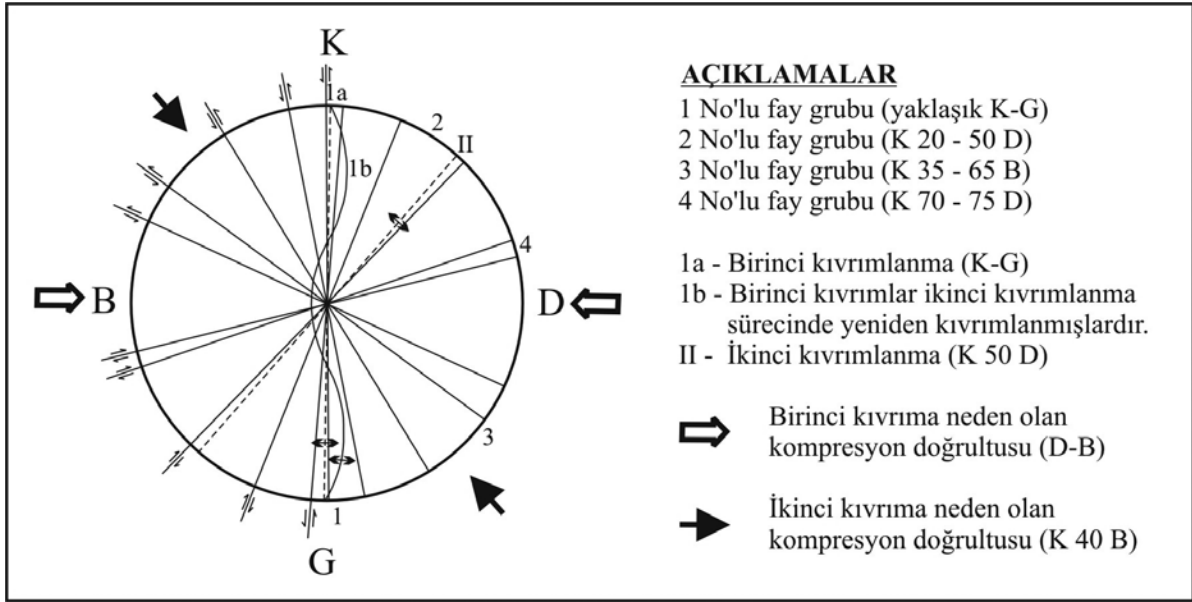
munun K10B ve K-G doğrultu ile devam ederken doğrultusunun Çobangediği mevkiinin batısından itibaren K25D ölçülmesi kıvrımın ikincil kıvrımlanma sürecinde yeniden kıvrımlanması sonucudur (Şekil 5b). Kıvrım eksen doğrultuları yaklaşık K-G olan kıvrımların yalnızca Siyah Aladağ napındaki birimleri etkilemeleri nedeniyle 'birincil kıvrımlar' olarak değerlendirilmiştir. Birincil kıvrımlar bölgeyi etkileyen D-B doğrultulu sıkışma altında gelişmiştir (Şekil 6).

İnceleme alanında, Maden tepesi ve Yıldız tepesi arasında kalan hattın batısında Triyas yaşlı birimlere rastlanılmamaktadır. Bu kesimlerde Geç Permiyen yaşlı birimlerin üzerine Jura-Kretase birimleri gelmektedir. Maden tepesi ile Yıldız tepesi arasındaki hattın doğusunda ise Triyas yaşlı Dişdöken formasyonu gözlenmektedir. Dişdöken formasyonu yukarıda sözü edilen hattın daha doğusunda, yani Mezargedik yaylası ile Dişdöken yaylasının doğusunda, Geç Permiyen yaşlı Zindandere formasyonu üzerine gelmektedir. Ancak batı sınırında oldukça kıvrımlı ve Geç Permiyen yaşlı Zindandere formasyonunun üzerinde gözlenmektedir. Dişdöken formasyonunun batı sınırında oldukça yoğun kıvrımlanma gözlenmesine karşın doğu sınırının yataya yakın bir açı ile uzanması, kıvrımlanmanın en üst hattının batı sınırında olduğunu düşündürmektedir. Ayrıca Dişdöken formasyonunun batı sınırının batısında, başka hiçbir yerde görülmeşi de bu düşüncüyü güçlendirmektedir.



Şekil 5. (a) Paleozoyik - Triyas ve (b) Jura - Kretase yaşlı formasyonlarda ölçülen tabakaların Schmidt netindeki izdüşümleri.

Figure 5. Stereographic projections of bedding planes of (a) Paleozoic - Triassic and (b) Jurassic - Cretaceous formations on the Schmidt net.



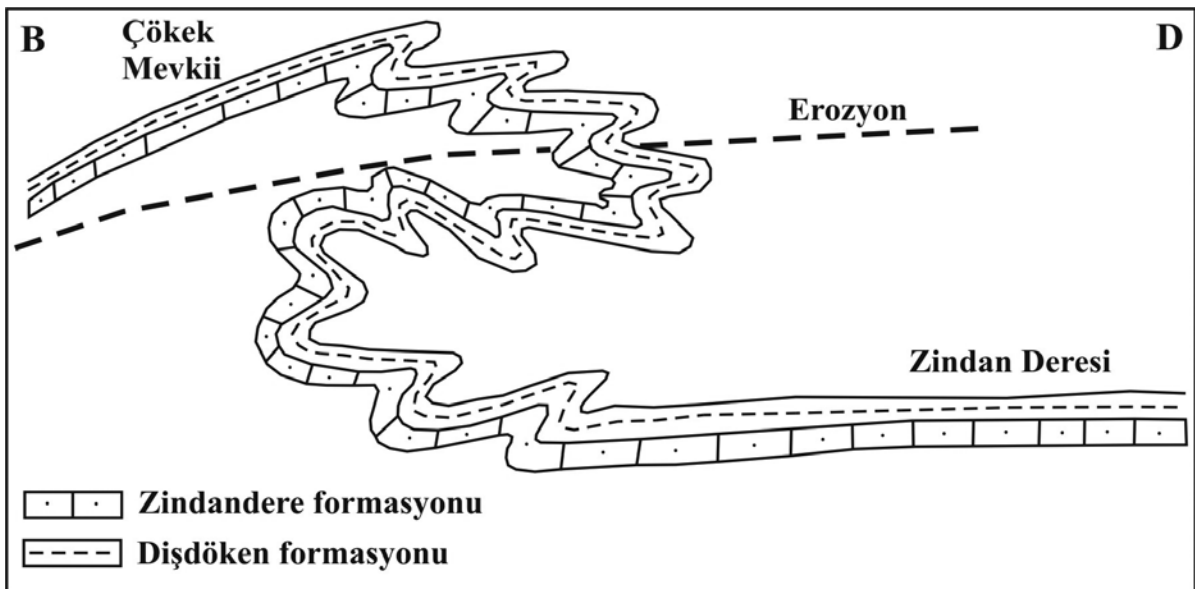
Şekil 6. İnceleme alanında ölçülen fayların doğrultu dağılımları.
 Figure 6. Distribution of the strikes of the faults in the study area.

Daha önceki çalışmalarda Dişdöken formasyonunun batı sınırının tektonik olarak Geç Permian yaşlı birimler tarafından üzerlendiği belirtilmiştir. Bu çalışmada ise, bu sınır kıvrımlanmadan dolayı ters şekilde gözlenmektedir (Şekil 7).

Eksen doğrultuları K 40-60 D olan kıvrımlar: Bu gruptaki kıvrımlar inceleme alanındaki bütün birimleri etkilemeleri nedeniyle "ikincil kıvrımlar"

olarak değerlendirilmiştir (bkz. Şekil 5b). Birinci kıvrım kanatlarında da bazen ikinci kıvrımlar izlemek mümkündür. İkinci kıvrımlar bölgeyi etkileyen yaklaşık K40B doğrultulu sıkışma sonucu oluşmuştur (bkz. Şekil 6).

İnceleme alanında belirlenen en önemli kıvrım Tekneli antiklinoryumudur. Körmenlik yaylasının hemen kuzeyinden başlayan K-G doğrultulu pa-



Şekil 7. Dişdöken ve Zindandere formasyonları arasındaki yapısal ilişki.
 Figure 7. Structural relationship between the Dişdöken and Zindandere formations.

ralel kıvrımlar Tekneli antiklinoryumunu oluşturur. Güneyde Körmenlik yaylasından geçen Gököl fayı ile sınırlanan Tekneli antiklinoryumu kuzeye doğru yaklaşık K-G doğrultuda devam eder. Genellikle asimetrik kıvrımların meydana getirdiği antiklinoryum, inceleme alanında kuzeyde en son Çobangediği'nin batısına kadar izlenir. Yaklaşık 500-800 m genişlik sunan antiklinoryumun ortalama 5-15°'lik dalımı kuzey kesimlerde 25°'ye kadar çıkmaktadır.

Faylar

İnceleme alanı içerisinde birçok fay gözlenmiştir. Bu faylar Schmidt açındaki yoğunlukları dikkate alınarak 4 grupta toplanmışlardır (bkz. Şekil 6).

(a) Yaklaşık K-G doğrultulu faylar: Bu grupta K4D, K1B ve K12D doğrultulu faylar yer almaktadır. Gruptaki fayların eğimleri 68-88° arasında değişmektedir.

(b) K20-50D doğrultulu faylar: Bu grupta K21D ve K53D doğrultulu faylar bulunur ve eğimleri 59-72° arasındadır.

(c) K35-65B doğrultulu faylar: Bu grupta K36B, K55B ve K66B doğrultulu ve eğimleri 56-69° arasında değişen faylar yer alır.

(d) K70-75D doğrultulu faylar: Bu gruptaki fayların doğrultuları K70D, K75D ve eğimleri 69-83° arasındadır.

Fayların sistematiği: Bölge iki ayrı sıkıştırıcı kuvvet etkisine uğrayarak günümüzdeki tektonik yapısını kazanmıştır. Bu kuvvetlerin birincisi yaklaşık D-B doğrultusunda, hareket yönü batıdan doğuya doğru, ikincisi de yaklaşık K40B doğrultulu hareket yönü kuzeybatıdan güneydoğuya doğrudur (bkz. Şekil 6). Bölgenin tektonik evrimi sürecinde gelişen faylar evrim sürecinin daha ileri aşamalarında yeniden hareketlenmişlerdir. Bazı fay düzlemlerinde saptanan farklı doğrultu ve eğimli çizikler bu görüşü destekleyen verilerdir.

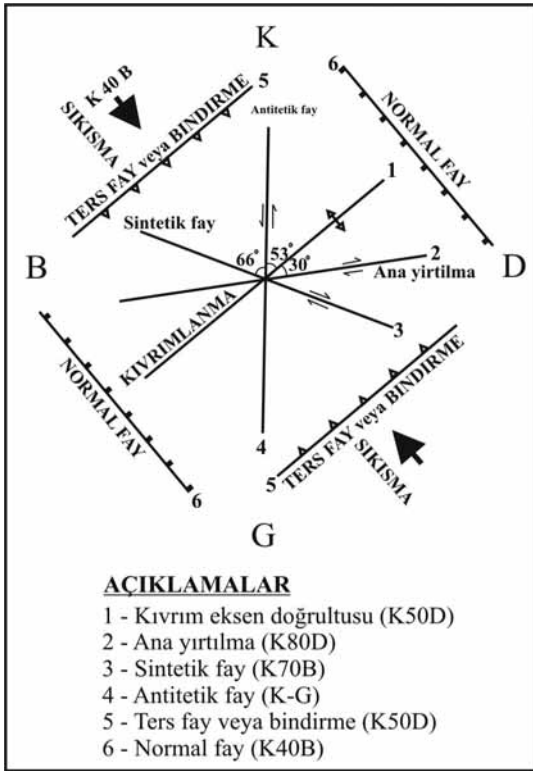
(i) Bölgenin bugünkü durumunda elde edilen ölçümlere göre, birincil kıvrımlanmaya neden olan D-B doğrultulu sıkıştırıcı kuvvetler etkisinde K-G doğrultulu ters fay ve bindirmeler, D-B doğrultulu normal faylar ve K50D doğrultulu sağ yanal atımlı faylar gelişmiştir (bkz. Şekil 6). Buna göre; 1 numaralı gruptaki K4D, K1B ve K12D doğrultulu faylar kıvrım eksen düzlemleri veya buna paralel yönde oluşmuş ters fay veya bindirme-

lerdir. 2 numaralı gruptaki K21D doğrultulu faylar ana yırtılmaya paralel sağ yönlü fayla gelişmiştir. Bu gruptaki K53D doğrultulu faylar sağ yanal atımlı verev (sintetik faylar), 3 numaralı gruptaki K36B, K55B ve K66B doğrultulu faylar ise sol yönlü verev faylardır. K55B ve K66B doğrultulu faylar antitetik faylar şeklinde değerlendirilebilir. 4 numaralı gruptaki K70D ve K75D doğrultulu faylar normal faylardır (bkz. Şekil 6).

(ii) İkincil kıvrımlanmayı geliştiren yaklaşık K40B doğrultuda sıkıştırıcı kuvvetlerin etkisiyle K50D doğrultulu ters fay veya bindirmeler, K40B doğrultuda normal faylar, K80D doğrultuda sağ yönlü atıma sahip faylar ve K-G doğrultuda sol yanal atımlı faylar gelişmiştir (bkz. Şekil 7). Buna göre 1 numaralı gruptaki faylar sol yönlü verev faylar olmalıdır (antitetik faylar). 2 numaralı gruptaki K53D doğrultulu faylar kıvrım eksen düzlemleri veya onun paralelinde oluşmuş ters fay veya bindirmelerdir (Şekil 8 ve 9). 3 numaralı gruptaki K55B ve K66B doğrultulu faylar sağ yanal atıma sahip verev faylardır (sintetik faylar). Bu gruptaki K36B doğrultulu faylar normal faylara karşılık gelmektedir. 4 numaralı gruptaki K70D ve K75D doğrultulu faylar da ana yırtılma doğrultusuna paralel gelişen faylardır (Şekil 8).

(iii) İkincil kıvrımlanma esnasında, birincil kıvrımlanma sürecinde oluşan faylar yeniden hareket kazanmışlardır. Birinci kıvrımlanma sürecinde oluşan faylardan 1 numaralı gruptaki faylar, kıvrım eksen düzlemleri boyunca veya paralelinde gelişen sol yönlü verev, 2 numaralı gruptaki K53D, 3 numaralı gruptaki K55B ve K66B doğrultulu sol yönlü faylar sağ yönde verev, 4 numaralı gruptaki K70D ve K75D doğrultulu normal faylar ise sağ verev yönde yeniden hareketlenmişlerdir (bkz. Şekil 6).

İnceleme alanında belirlenebilen önemli faylar Yazıpınar, Onbaşının Yurdu, Karagüney, Maden tepe ve Gököl faylarıdır. Bu faylar, genellikle iki farklı formasyon arasında dokanak oluştururlar. Bölgenin de önemli faylarından biri olan Gököl fayı inceleme alanının güneyinde Körmenlik yaylasından geçer ve Paleozoyik yaşlı birimler ile Alagöl formasyonu arasında dokanak oluşturur. Yaklaşık K70D doğrultulu bu fayın eğimi de 60° KB'dir. Oblik atıma sahip olan fayda düşey atımın en az 300 m, doğrultu atımının da 250-350 m olduğu tahmin edilmektedir. Bazı kesimlerde 300 m'ye varan fay zonu gösteren Gököl fayının uzunluğu 20 km kadardır. İnceleme alanında iki adet büyük bindirme fayı saptanmıştır. Birinci-



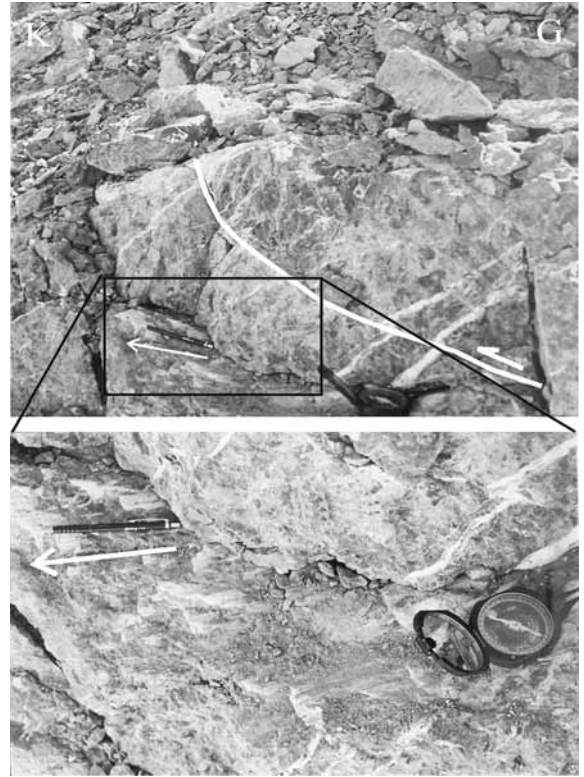
Şekil 8. İkincil kıvrımlanma sürecinde oluşan yapısal unsurlar.

Figure 8. Structural features that developed during the second folding period.

sinde, D-B doğrultulu sıkışma kuvvetleriyle Zindandere formasyonu Dişdöken formasyonu üzerine batıdan doğuya doğru itilmiş olup, itilme en belirgin şekilde Alagöl mevkiinde izlenir. Bu bindirme fayı ile belki de Tekneli antiklinoryumuna karşılık gelen senklinal veya senklinoryumunun batı kanadının ezildiği düşünülebilir. İkinci bindirme fayı Zindandere fayı içinde gelişmiştir. Fay Körmenlik yaylasının kuzeyinde, Kılıç tepenin hemen güneyinde açık şekilde görülmektedir. Batıya doğru 10-15° batıya eğimli fayın üzerindeki tabakalar monoton şekilde 30-35° doğuya eğimli iken, altındaki tabakalar yoğun kıvrımlıdır. Tekneli yaylası ile Körmenlik yaylası arasında kalan alanın Aladağlar bölgesi için oldukça yumuşak topoğrafya sunması ve Geç Permiyen'den daha yaşlı formasyonların yüzlek vermesinde bu bindirme fayının önemi büyüktür.

Eklemler

İnceleme alanındaki birimler farklı zaman ve doğrultuda sıkıştırıcı kuvvetlerin etkisinde kıvrımlanma ve faylanmaya ek olarak değişik yön-



Şekil 9. Alagöl formasyonu içinde K50B doğrultulu bindirme ile ilişkili hareketin göstergeleri.

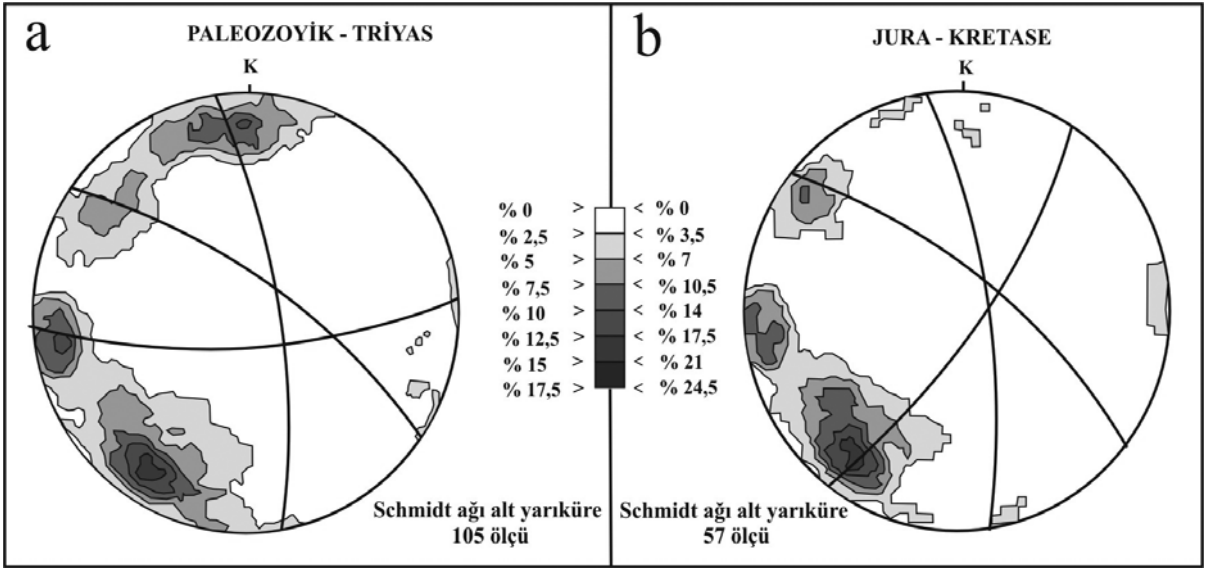
Figure 9. Kinematic indicators of the N50W oriented thrust in the Alagöl formation.

lerde eklem düzlemleri ile de yer yer yoğun şekilde dilimlenmişlerdir. İnceleme alanındaki kayalar, litolojik ve fiziksel özelliklerine göre farklı yoğunlukta eklemlere sahiptirler. Zindandere ve Alagöl formasyonlarının kireçtaşları ile Köşkdere formasyonunun kuvarsitleri değişik doğrultuda eklemler ile temsil edilirler.

Paleozoyik-Triyas yaşlı formasyonlarda ölçülen eklem doğrultu ve eğimleri K87-89D/80-90GD, K62-72D/89KB veya 77GB, K67B/80KD, K4-9D/77GB, 89GB veya 79KD'yadır (Şekil 10a). Jura-Kretase yaşlı formasyonlarda ölçülen eklem doğrultu ve eğimleri ise K54B/72KD, K3-10B/80-88KD veya GB, K36D/78GB, K39B/60KD'yadır (Şekil 10b).

SONUÇLAR

Bu çalışmada Siyah Aladağ napına ait formasyonların büyük bir bölümü, Çobandağ napına ait formasyonların tamamı ve ofiyolitik melanjin küçük bir bölümü incelenmiştir. Yapılan stratigrafik incelemeler sonucunda, bugüne kadar Siyah



Şekil 10. (a) Paleozoik - Triyas ve (b) Jura - Kretase yaşlı formasyonlarda ölçülen eklemlerin Schmidt netindeki izdüşümleri.

Figure 10. Stereographic projections of joints of (a) Paleozoic - Triassic and (b) Jurassic - Cretaceous formations on the Schmidt net.

Aladağ napına dahil edilen Geç Permiyen yaşlı Zindandere formasyonu üzerinde uyumsuz konumda bulunduğu öne sürülen Jura-Geç Kretase yaşlı birimlerin ayrı bir nap dilimi şeklinde yer aldığı ortaya konulmuştur. Buna göre, Siyah Aladağ napı inceleme alanında birbiri üzerinde uyumlu konumda yer alan Karbonifer-Orta Triyas yaşlı birimlerle temsil edilmektedir. Erken Permiyen yaşlı Sarıoluk formasyonunun üst seviyelerinde Geç Permiyen geçişinde yer alan kuvarsitler haritalanarak ayrı bir üye şeklinde değerlendirilmiştir. Çobandağ napı da birbiri üzerinde uyumlu konumda Jura-Kretase yaşlı birimleri içermektedir. Önceki çalışmalarda Jura yaşlı birimler ile beraber değerlendirilen stromatolitli kireçtaşları ile dolomitler ayrı formasyon olarak kabul edilmiştir. Bugüne değin değişik yaşlar önerilen birimin yaşı da jeolojik konumuna göre Geç Jura-Erken Kretase olarak verilmiş ve yapılan çalışmalarda varlığı ortaya konulmamış Geç Kretase yaşlı birimler de ilk kez bu çalışmada belirlenerek Yarpızlık formasyonu olarak tanımlanmıştır.

İnceleme alanının ayrıntılı yapısal özelliklerinin incelendiği çalışmada ise, önceki çalışmalarda Siyah Aladağ napına dahil edilen Jura-Geç Kretase yaşlı birimler Çobandağ napı olarak ayırtlanmıştır. Bölgenin bugüne değin en az iki farklı doğrultulu sıkıştırıcı kuvvetlerin etkisinde altında kalarak kıvrımlandığı ve kırıldığı belirlenmiş-

tir. İncelemeler sonucunda bölgede iki farklı eksen doğrultulu kıvrımlanma ilk kez bu çalışma ile ortaya konulmuştur. Bölgeyi etkileyen birinci sıkıştırıcı kuvvet yaklaşık D-B doğrultulu olup, eksen doğrultuları yaklaşık K-G olan kıvrımların gelişmesine neden olmuştur. 'Birincil kıvrımlar' olarak tanımlanan bu kıvrımlar sadece Siyah Aladağ napındaki birimlerde (Karbonifer-Orta Triyas) izlenmiştir. İkinci sıkıştırma kuvveti ise, yaklaşık K40B doğrultusundadır ve eksen doğrultuları K40-60D olan kıvrımları oluşturmuştur. Çalışma alanındaki tüm birimleri etkileyen bu kıvrım grubu da 'ikincil kıvrımlar' şeklinde adlandırılmıştır.

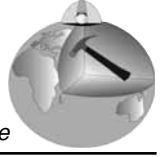
Ayrıca inceleme alanının ekonomik önemini ifade eden kurşun-çinko (Pb-Zn) cevherleşmelerinin kıvrım eksenlerine uygun olarak zenginleşme gösterdikleri saptanmıştır. Pb-Zn maden yataklarının gerek K-G yönlü birincil kıvrımlara, gerekse K40-60D olan ikincil kıvrımlanmalara uygun olarak bulunması, cevherleşmeler üzerindeki tektonik etkinin ve dolayısıyla bölgenin yapısal özelliklerinin iyi bir şekilde bilinmesinin gerekliliğini göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, fosillerin tayinini yapan Kemal Erdoğan ve Tufan Süer (MTA Genel Müdürlüğü)'e teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Ayhan, A., 1983. Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi karbonatlı çinko-kurşun yatakları. TJK Bülteni, 26(2), 107-116.
- Ayhan, A. ve Lengeranlı, Y., 1986. Yahyalı-Demirkazık (Aladağlar yöresi) arasının tektonostratigrafik özellikleri. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 27, 31-45.
- Ayhan, A., Çeltek, N., Lengeranlı, Y. ve Aksoy, E., 1984. Aladağlar (Batı Zamantı) yöresi (Yahyalı-Çamardı) jeolojisi ve çinko-kurşun etüdüleri. MTA Derleme Rapor No. 7501 (yayımlanmamış).
- Blumenthal, M. M., 1952. Toroslarda Yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdüleri. MTA Yayınları, Seri D.
- Eren, H., Uz, B., Özpeker, I. ve Seymen, İ., 1993. Toroslarda Tekneli (Çamardı-Niğde) yöresinin tektoniği ve Pb-Zn mineralizasyonu. Çukurova Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 22, 45-60.
- Lengeranlı, Y., Dinçer, T. ve Batık, H., 1986. Yahyalı (Kayseri) doğusu ile Hoşça-Çataloluk (Kayseri-Develi) köylerinin güneyinin jeolojisi ve çinko-kurşun cevherleşmeleri etüdü raporu. MTA Derleme Rapor No. 8026 (yayımlanmamış).
- Metag-Stolberger, Z., 1971. Zamantı kurşun-çinko projesi nihai raporu: Maden sahalarının jeolojisi ve paleontoloji ekleri. DPT Müsteşarlığı Raporu, C. IV.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.
- Ricou, L. E., 1980. Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23, 101-118.
- Serdar, H., Demir, O., Yoldemir, O. ve Yıldırım, L., 1985. Aladağlar yöresinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Rapor No. 2038 (yayımlanmamış).
- Tekeli, O., 1980. Toroslar'da Aladağlar'ın yapısal evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24 (1), 11-14.
- Tekeli, O., 1981. Toroslar'da Aladağ ofiyolitli melanjinin özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24 (1), 57-64.
- Tekeli, O., Aksay, A., Evren-Ertan, İ. ve Ürgün, B. M., 1981. Toros ofiyolit projeleri, Aladağ projesi. MTA Derleme Rapor No. 6976 (yayımlanmamış).
- Ulakoğlu, S., 1983. Karamadazı graniti ve çevresinin jeolojisi. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 17, 69-78.
- Yetiş, C., 1978. Çamardı (Niğde ili) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş yarılım kuşağının Maden Boğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri. Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul Üniversitesi (yayımlanmamış).



Clay Mineralogy of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary sedimentary sequences of the Kalecik Region (Central Anatolia, Turkey)

Kalecik Bölgesi Üst Kretase-Alt Tersiyer sedimanter istiflerinin kil mineralojisi (Orta Anadolu, Türkiye)

EMEL BAYHAN

Hacettepe University, Geological Engineering Department, 06800 Beytepe, Ankara, TURKEY

Geliş (*received*) : 26 Ekim (*October*) 2006

Kabul (*accepted*) : 30 Temmuz (*July*) 2007

ABSTRACT

The study area is located to the northeast of Ankara city. The Upper Cretaceous and Tertiary sedimentary units unconformably overlie the ophiolitic basement rocks in the area. Samples were collected along the measured stratigraphical sections in the investigated area. X-ray analysis techniques were used for distinguishing the Upper Cretaceous-Tertiary sequence with clay minerals. The aim of this study is to clarify the origin of the clay mineral properties of these successions. Smectite is the dominant clay mineral in the Upper Cretaceous units. In Paleocene units, smectite and 14S-14C are abundant minerals. In Lower Eocene units, smectite and corrensite are found. Smectite and kaolinite were determined in the Middle Eocene series. Illite and chlorite were found in lesser amounts in the whole sequence. Major and trace element analyses were carried out on clay fraction, and structural formulas were calculated. The smectites were determined as beidellite and saponite. Major and trace element analyses revealed that the sediments have derived from two different sources namely, ultramafic and metamorphic rocks.

Key Words: Clay mineralogy, Cretaceous, Kalecik, Tertiary, Turkey.

ÖZ

Çalışma alanı, Ankara'nın kuzeydoğusunda ve Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter birim ofiyolitik temelin üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır. Çalışma alanında, örnekler ölçülü stratigrafik kesitler boyunca alınmış ve Üst Kretase-Tersiyer istifinin kil mineralleri X-ışınları analiz teknikleri ile tanımlanmıştır. Kil minerallerinin kökeninin aydınlatılması bu çalışmanın amacını oluşturmaktadır. Simektit Üst Kretase birimleri içinde hakim mineral olarak belirlenmiştir. Paleosen birimleri içinde simektit ve 14S-14C en bol bulunan minerallerdir. Alt Eosen yaşlı birimlerde simektit ve korensit, Orta Eosen yaşlı birimlerde simektit ve kaolinit tespit edilen minerallerdir. İllit ve klorit tüm istif boyunca az olarak tespit edilmiştir. Kil fraksiyonunun ana ve eser element analizleri yapılarak simektitlerin yapısal formülleri hesaplanmış ve simektitler baydelit ve saponit olarak belirlenmiştir. Ana ve eser element analiz sonuçlarına göre, sedimanlar ultramafik ve metamorfik olmak üzere iki farklı kaynaktan türemişlerdir.

Anahtar Kelimeler: Kil mineralojisi, Kretase, Kalecik, Tersiyer, Türkiye.

INTRODUCTION

The study area is located to the northeast of the city of Ankara (Figure 1). In this region, a number of studies have been conducted for a variety of purposes, such as general geology (Erol, 1954); biostratigraphy (Tekkaya et al., 1975), mineralogy and petrography (Ataman et al., 1976; Ataman and Gündoğdu, 1980). A detailed stratigraphical study of the region has been carried out by Çapan and Buket (1975). However, except for the study performed by Bayhan (1981), no detailed research into the clay mineralogy in the area has been carried out. The aim of this research is to determine the clay mineralogy, geochemical properties and the origin of the clay minerals in the Upper Cretaceous-Lower Tertiary formations. For this purpose, samples were taken from measured stratigraphical sections and determined using an X-ray diffractometer.

STRATIGRAPHY

The Upper Cretaceous-Tertiary sedimentary sequences are widely exposed in the study area

(Figure 2). The Lower Cretaceous-Campanian Aktepe-Gökdere formation with ophiolitic melange characteristics is located at the base (Çapan and Buket 1975). The Campanian Bulduk Tepe formation unconformably overlies the Aktepe-Gökdere formation and consists of analcime bearing volcanic rocks. The Maastrichtian Kenanındere formation unconformably overlies the Bulduk Tepe formation. The bottom levels of this formation are represented by limestones and conglomerates. Sandstones are observed at the middle levels, and in the upward direction marls are observed. The Sakızlık Tepe formation unconformably overlies the Kenanındere formation and consists of compact limestones. At the base of the Tertiary sequence, the Lower Paleocene aged Tatarilyas formation (conglomerate, sandstone and marl alternation) is found. The Lower Eocene aged Kışlaabağtepe formation unconformably overlies the Tatarilyas formation, and at its bottom conglomerates appear and grade into sandstones. The Lutetian aged Yanıkkafatepe formation which is conformable with the lower unit, consists of yellow fossiliferous limestone. The Oligocene aged Kazmaca formation, Neogene and Quaternary units unconformably lie on the older sedimentary units.

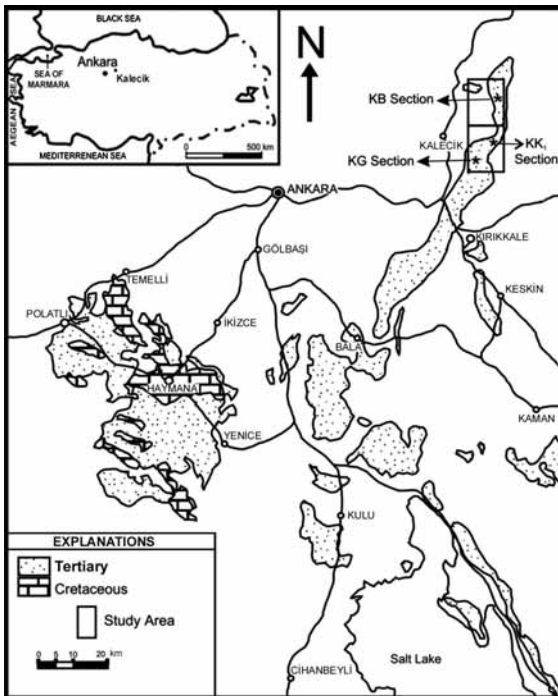


Figure 1. Location map of the study area (after Çapan and Buket, 1975).

Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (Çapan ve Buket, 1975'den alınmıştır).

SYSTEM	SERIES	STAGE	FORMATION	LITHOLOGY
Quaternary				Alluvium
NEOGENE	Pliocene		Kağrı Tepe	Conglomerates
	Miocene		Kabak Tepe	Dastic to andesitic tuffs
PALEOGENE	Oligocene		Kazmaca	Red conglomerate, sandstone, marl alternations with gypsum inner layers
		Lutetian	Yanıkkafa Tepe	Yellow, fossiliferous limestones
	Eocene	Ypresian	Kışlaabağ Tepe	Conglomerate, marl and sandstone alternations
			Tatarilyas	Conglomerate, marl and sandstone alternations
CRETACEOUS	Upper Cretaceous	Maastrichtian	Sakızlık Tepe	Limestones
			Kenanındere	Conglomerate, marl and sandstone alternations
	Campanian	Bulduk Tepe	Volcanics with analcime	
Lower Cretaceous			Aktepe-Göktepe	Ophiolitic melange

Figure 2. Stratigraphic sequence of the study area (after Çapan and Buket, 1975).

Şekil 2. Çalışma alanının stratigrafik istifi (Çapan ve Buket, 1975'den alınmıştır).

MATERIAL AND METHOD

The study was carried out in two steps, namely, field and laboratory studies. Three stratigraphic

sections were measured and 112 samples were collected from these sections. Clay fraction was separated on the basis of Stokes' law. Clay minerals were analysed under air-dried (AD), ethylene glycolated (EG), and heated (500^o C, for 4 hours) conditions, and were determined based on d (001) reflections according to Brown (1961), Millot (1970), Brindley (1980), Wilson (1987), and Moore and Reynolds (1987). A Phillips 1140 model X-ray diffractometer with CuK α radiation and Ni filter was used for determining clay fraction minerals. The percentages of clay minerals were calculated according to the method suggested by Temel and Gündoğdu (1996). Geochemical analyses were made using a Philips 1480 model X-ray fluorescence spectrometer (XRF) according to the method recommended by Temel et al. (1998), and scanning electron microscopy (SEM) studies were made to determine micromorphological features of the clay minerals.

CLAY FRACTION MINERALOGY

The variation of clay mineralogy along the three measured sections are given in Figures 3, 4, and 5. Smectite (80-100 %) is the dominant clay mineral in the Upper Cretaceous unit (Figure 3). Although illite and chlorite are the other clay minerals, they are present only in trace amounts. Smectite is found in all samples. In the Paleocene units, smectite, corrensite, 14S-14C, illite and chlorite are determined in the sediments. While smectite and corrensite are the dominant clay minerals, illite, chlorite and 14S-14C are the other clay minerals. The amount of smectite increases towards the lower part of the Tatarilyas formation, while corrensite increases in the upper part (Figures 3, 4 and 5). In the Lower Eocene Kışlaabağtepe formation, smectite and corrensite are observed in large quantities, smectite is the most abundant clay mineral at the lower part of the formation. Their SEM images are

given in Figure 6. As seen from this figure, the folded-lamellar smectites have developed within matrix and on the feldspars. Moving upwards, corrensite becomes the major component. Illite and chlorite are the other clay minerals found in minor quantities (Figures 4 and 5). In the Middle Eocene Yanikkafa Tepe formation, smectite and kaolinite are present in high quantities, while only small amounts of illite and chlorite are usually found (Figures 3, 4 and 5). The vertical stratigraphical distribution of clay fraction mineralogy in the study area is given in Table 1.

CHEMICAL ANALYSIS RESULTS

A major element chemical analysis of clay fraction is given in Tables 2 and 3. The structural formula of smectites was calculated according to Weaver and Pollard (1973) based on 11 oxygen (see Table 2). Four samples were identified as beidellite which is dioctahedral smectite (KB1-02, KB1-05, KB1-06, KB1-08), and these samples belong to the Maastrichtian aged Kenanindere formation. The others are saponite, and trioctahedral smectite (KB1-01, KB1-03, KB1-04, KB1-28). Among these samples, only KB1-28 was taken from the Lower Paleocene Tatarilyas formation and the others belong to the Maastrichtian Kenanindere formation. The results of analyses of non-monomineralic clay fractions are shown in Table 3. Samples KB1-11, KB1-12, KB1-18, KB1-30 and KG-45 are taken from the Paleocene aged Tatarilyas formation, and KG-21 and KG-41 belong to the Lower Eocene Kışlaabağ Tepe formation. Clay fractions of the KB1-11 and KB1-12 sandstone samples are rich in Al₂O₃, while the other clay fractions which are extracted from sandstone samples (KB1-18, 30, KG-21, 41,45) are rich in MgO. Positive correlations are observed between Al₂O₃-K₂O, Fe₂O₃-MgO, TiO₂-Fe₂O₃ and negative correlations are observed between Al₂O₃-MgO. This result

Table 1. Abundance of clay minerals in the study area.
Çizelge 1. Çalışma alanında kil minerallerinin bollukları.

Age	Clay minerals					
	Smectite	Corrensite	Kaolinite	Illite	Chlorite	14s-14C
M. Eocene	++	-	+++	+	+	+
L. Eocene	+++	+++	-	+	+	+
Paleocene	+++	++	-	+	+	+
U. Cretaceous	+++	-	-	+	+	+

+++ very abundance, ++ less abundance, + very few abundance, - none

is correlated with the di- or tri-octahedral clay mineral composition. The amounts of Al_2O_3 and MgO are high in the Cretaceous sediments, while the values of Fe_2O_3 and MgO are high in most of the Paleocene and Lower Eo-

cene sediments. The trace element chemical analysis results obtained from three clay fractions are given in Table 4. The clay fractions of two samples, which include more corrensite, have high Ni, Co, Cr and low Ba values, which

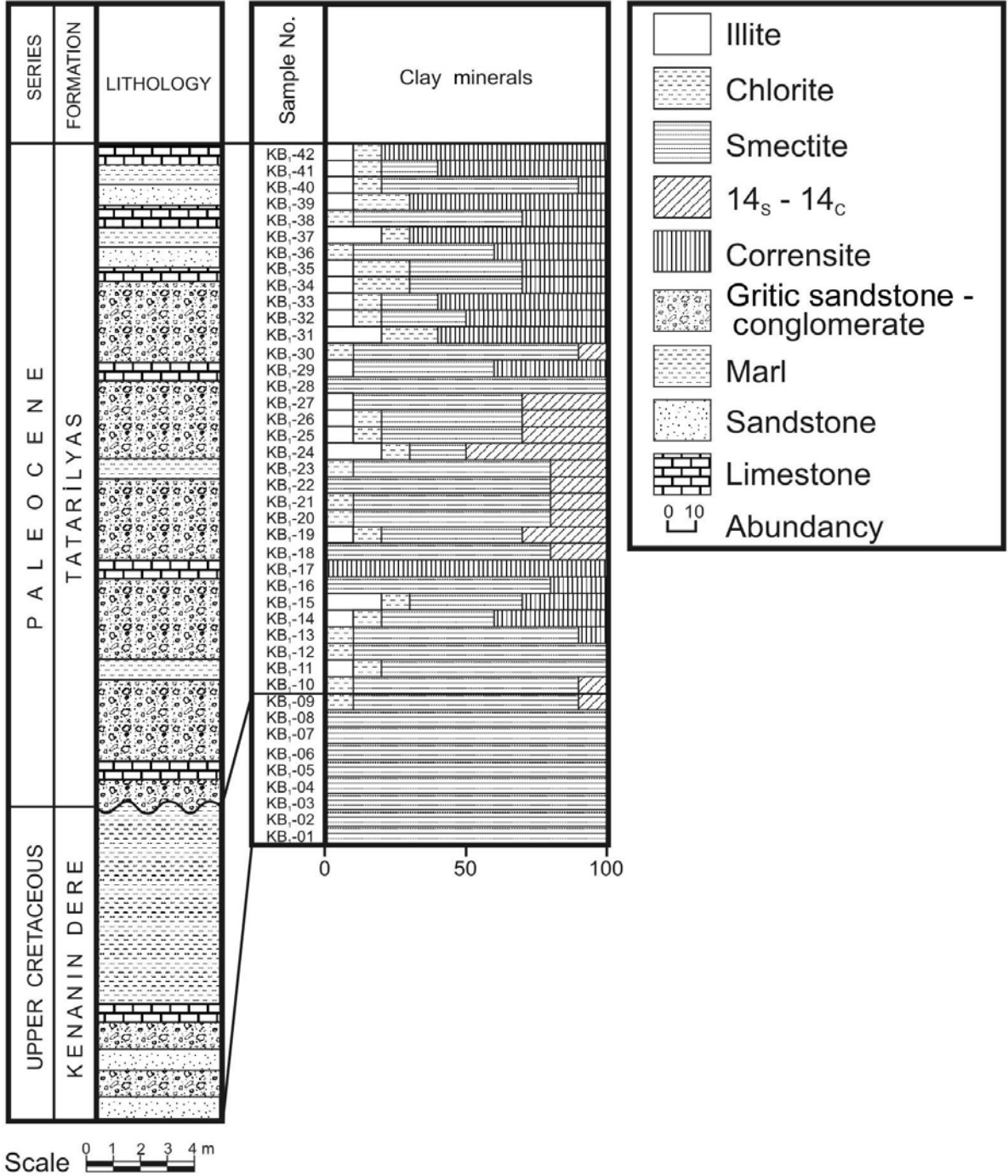


Figure 3. Clay mineral distribution of the KB₁ measured stratigraphical section taken from the study area (Sheet number: Çankırı H31-d1, Coordinates: 49₉ 43₄-49₇ 43₇, 51₉ 42₉-51₈ 42₉).

Şekil 3. Çalışma alanından ölçülen KB₁ stratigrafik kesitine ait kil mineral dağılımı (Pafta numarası: Çankırı H31-d1, Koordinatlar: 49₉ 43₄-49₇ 43₇, 51₉ 42₉-51₈ 42₉).

are related with ferromagnesian minerals. However, the beidellite-rich sample (Table 4) has lower Ni, Co, and Cr values and higher Ba, Al, and K values, which are related to feldspar

and/or mica minerals. The geochemical properties of these clay minerals indicate the presence of different source rocks along the sequence in the study area.

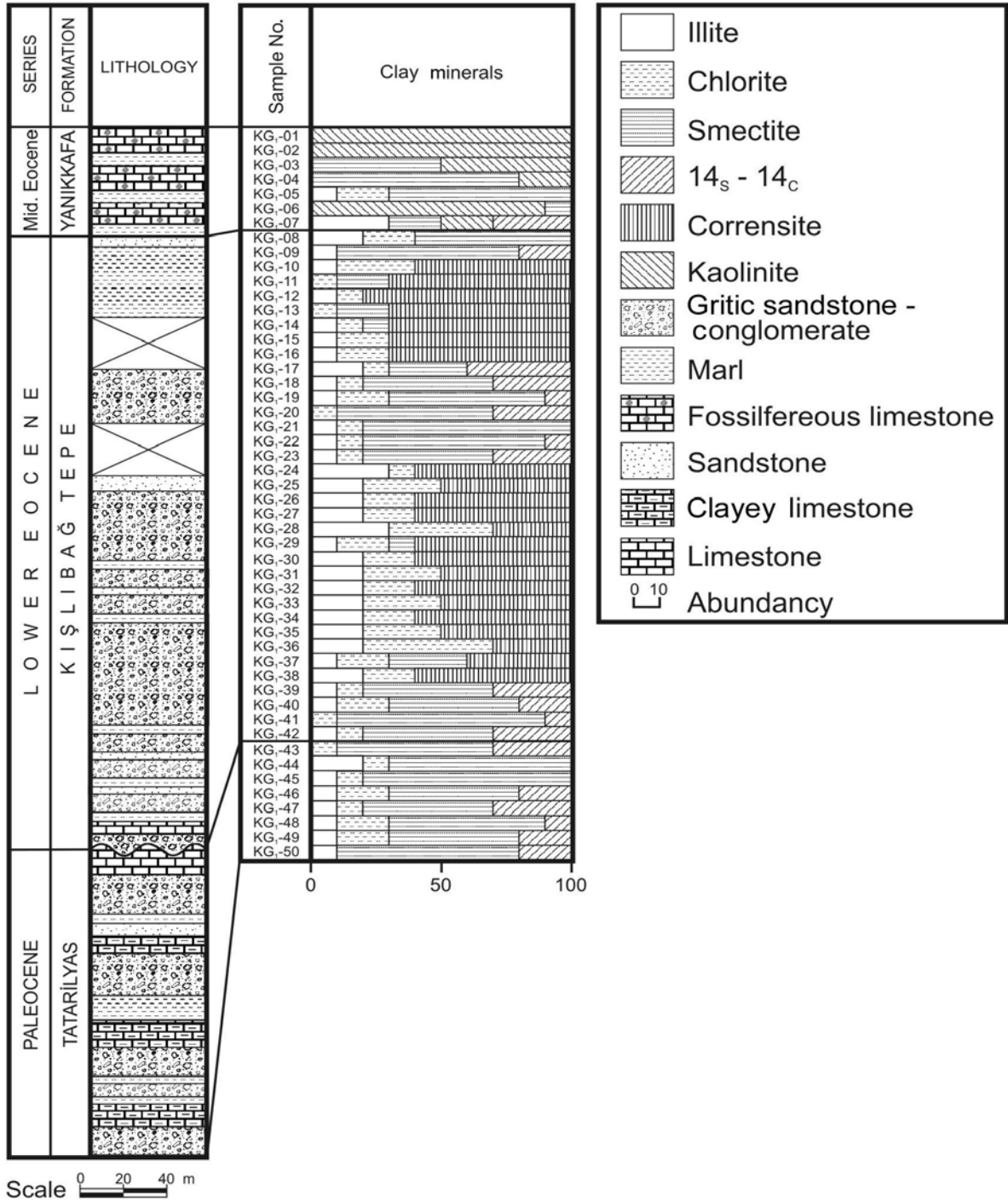


Figure 4. Clay mineral distribution of the KG₁ measured stratigraphical section taken from the study area (Sheet number: Çankırı H31-d4, Coordinates: 45₄ 34₉-46₈ 37₇).

Şekil 4. Çalışma alanından ölçülen KG₁ stratigrafik kesitine ait kil mineral dağılımı (Pafta numarası: Çankırı H31-d4, Koordinatlar: 45₄ 34₉-46₈ 37₇).

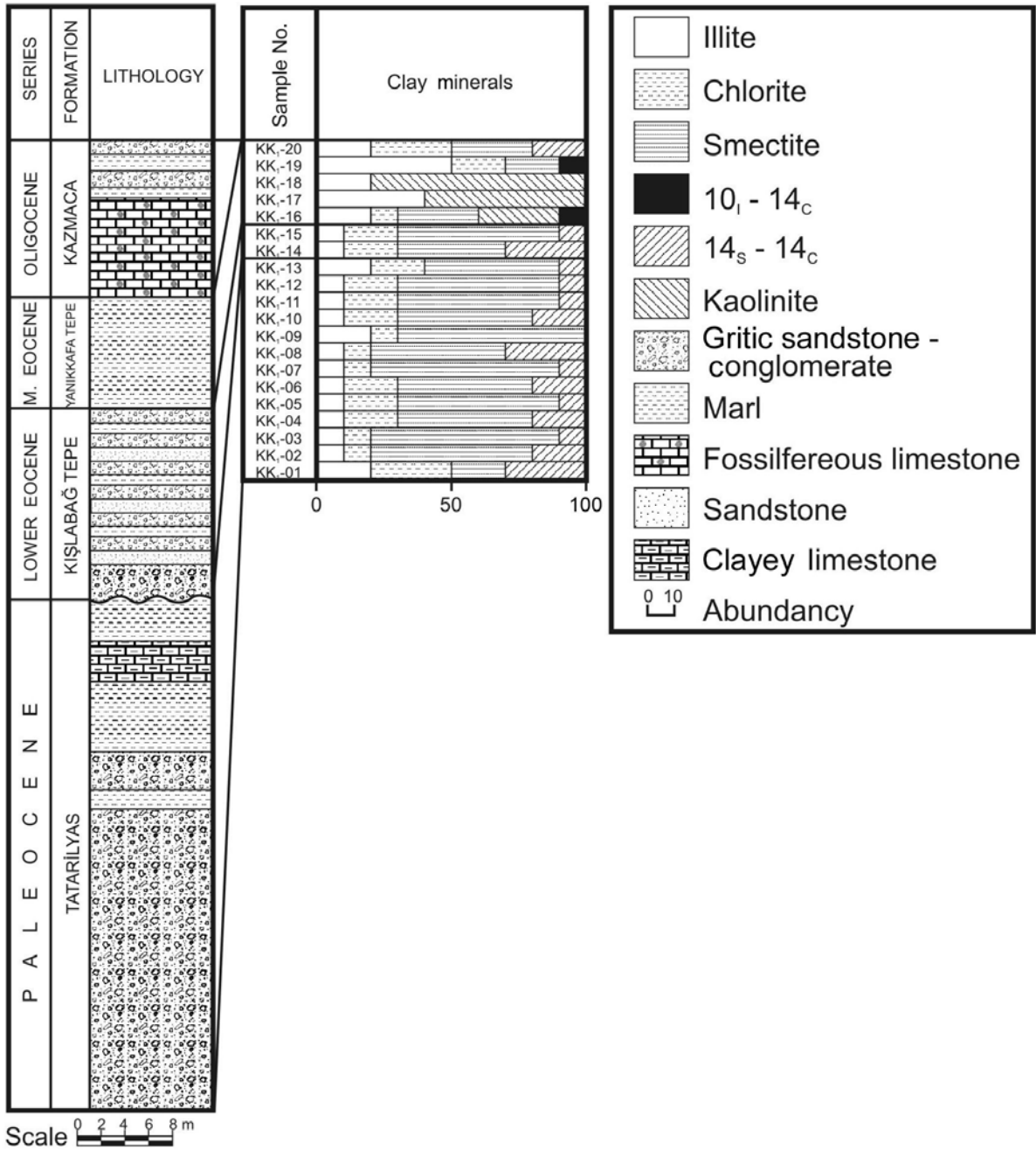


Figure 5. Clay mineral distribution of the KK_1 measured stratigraphical section taken from the study area (Sheet number: Çankırı H31-d4, Coordinates: $48_0 37_6-48_0 37_2$).

Şekil 5. Çalışma alanından ölçülen KK_1 stratigrafik kesitine ait kil mineral dağılımı (Pafta numarası: Çankırı H31-d4, Koordinatlar: $48_0 37_6-48_0 37_2$).

DISCUSSION

In the study area, smectite was found in the Upper Cretaceous, while smectite and 14S-14C associations were determined in the Paleocene units in abundance. In the Lower Eocene units, smectite and corrensite associations were domi-

nant, whereas smectite and kaolinite assemblage were largely found in the Middle Eocene sequence. Illite and chlorite were determined always in minor amounts along these sequences. Major and trace element analyses indicate that beidellitic smectites could have been derived from the alteration of mica and feldspars (Figure

6) from magmatic rocks as reported by Chamley (1989) and Millot (1970). Trioctahedral saponites are rich in Mg, Fe and Ti. In the detrital units, high contents of Fe and Ti may indicate that they

have been formed from in-situ transformation of the clastic material from the ultramafic rocks. High abundances of Ni, Co and Cr in corrensite also show the presence of ultramafic rocks in the

Table 2. Results of the chemical analyses of the smectites.
Çizelge 2. Simektitlerin kimyasal analiz sonuçları.

Sample No.		KB ₁ – 01	KB ₁ – 02	KB ₁ – 03	KB ₁ – 04	KB ₁ – 05	KB ₁ – 06	KB ₁ – 08	KB ₁ – 28
Oxides (%)	SiO ₂	51.05	54.55	52.62	50.45	49.88	56.12	55.15	51.20
	Al ₂ O ₃	12.75	16.23	12.79	11.27	17.97	15.84	20.02	11.17
	MgO	9.38	6.71	10.62	12.48	6.27	3.49	2.10	12.02
	CaO	0.64	0.36	0.64	1.29	0.70	0.39	1.07	0.77
	Fe ₂ O ₃	11.88	8.33	11.56	10.65	10.56	12.30	9.18	11.42
	MnO	0.07	0.05	0.08	0.05	0.03	0.00	0.01	0.07
	TiO ₂	1.06	0.59	0.72	1.03	0.92	0.83	0.92	0.91
	Na ₂ O	1.12	0.56	0.64	0.50	0.17	0.96	0.48	1.30
	K ₂ O	2.49	2.55	2.72	2.01	3.06	2.77	1.80	1.02
	P ₂ O ₅	0.50	0.00	0.00	0.16	0.00	0.20	0.00	0.20
LOI	8.46	7.72	7.64	8.65	7.51	8.07	7.66	8.40	
Total	99.40	97.65	100.03	98.54	97.07	100.97	98.39	98.48	
Tetrahedral	Si+4	3.58	3.73	3.60	3.55	3.49	3.77	3.62	3.58
	Al+3	0.42	0.27	0.40	0.45	0.51	0.23	0.38	0.42
Octahedral	Al ⁺³	0.63	1.04	0.63	0.49	0.97	1.02	1.14	0.50
	Fe ⁺³	0.63	0.43	0.59	0.56	0.56	0.62	0.50	0.60
	Mg ⁺²	0.97	0.68	1.08	1.31	0.65	0.35	0.29	1.25
	Ti ⁺⁴	0.05	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05
Interlayers	Ca ⁺²	0.02	0.01	0.02	0.05	0.02	0.01	0.08	0.03
	Na ⁺¹	0.15	0.07	0.08	0.07	0.02	0.12	0.14	0.17
	K ⁺¹	0.22	0.22	0.24	0.18	0.27	0.24	0.27	0.09

LOI: Loss of ignition

Table 3. Results of the chemical analyses of the non-monomineralic clay fraction.
Çizelge 3. Monominerali olmayan kil fraksiyonuna ait kimyasal analiz sonuçları.

Sample No.		KB ₁ – 11	KB ₁ – 12	KB ₁ – 18	KB ₁ – 30	KG – 21	KG – 41	KG – 45
Oxides (%)	SiO ₂	53.30	55.81	50.13	50.42	50.00	48.28	53.64
	Al ₂ O ₃	18.30	17.37	10.25	11.07	12.14	11.28	10.61
	MgO	8.10	5.05	12.05	11.36	12.26	15.23	13.82
	CaO	0.60	0.15	0.45	0.47	0.00	1.10	0.45
	Fe ₂ O ₃	9.30	9.53	13.19	12.27	12.11	11.29	10.30
	MnO	0.03	0.05	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07
	TiO ₂	0.68	0.88	1.39	1.21	1.06	1.14	1.06
	Na ₂ O	0.42	0.57	0.95	1.73	0.00	0.41	0.33
	K ₂ O	2.97	3.24	1.03	1.33	1.41	0.99	1.52
	P ₂ O ₅	0.00	0.20	0.21	0.20	0.20	0.00	0.15
LOI	7.02	8.48	9.04	8.28	9.28	7.71	8.13	
Total	100.72	101.33	98.76	98.41	98.53	97.51	100,08	
Mineralogy	8S,1I,1C	9S,1I	8S,2(S-C)	8S,1C,1(S-C)	8S,1C,1I8S,1C,1(S-C)	8S,1I,1C		

(S:Smectite, I:Illite, C:Chlorite, S-C: Smectite-Chlorite, LOI: Loss of ignition)

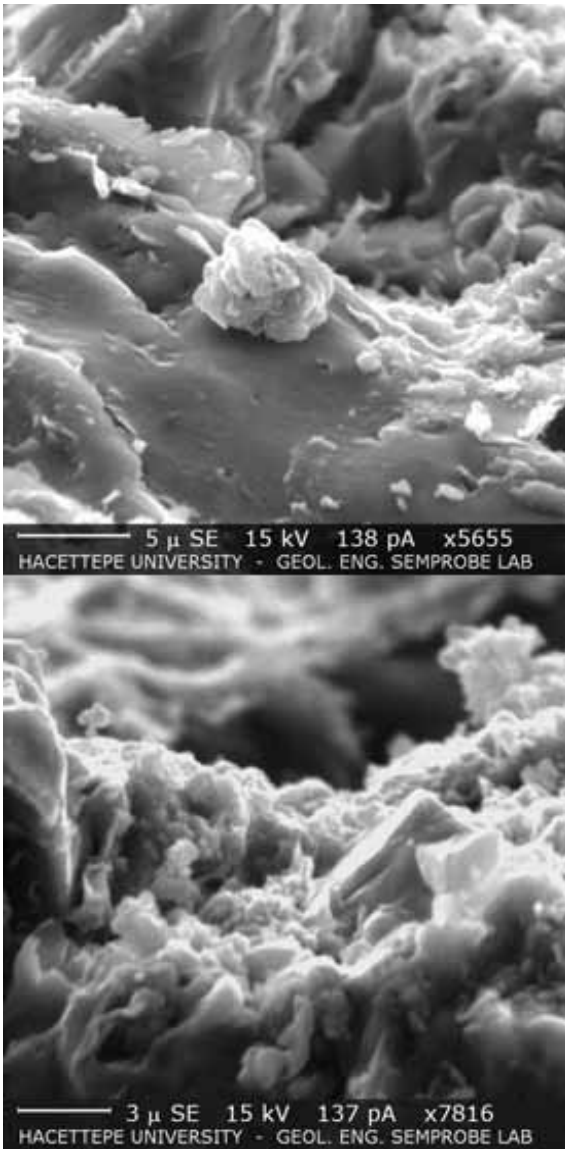


Figure 6. Smectite lamellae within matrix and feldspars.

Şekil 6. Matris ve feldispatlar içinde simektit lamelleri.

source area. Similar cases were reported by Bayhan (1981), Bayhan and Yalçın (1990), Yalçın and İnan (1999), Yalçın et al. (1997), İçöz and Türkmenoğlu (1997), and Mongelli (2004). Illites with smaller amounts must have been derived from metamorphic rocks in the source area. Kaolinites were found in Middle Eocene claystones and these were the products of an alteration of feldspars. In these sedimentary levels, the presence of lesser amounts of feldspars, based on whole rock analysis, confirm this opinion. These data suggest that various clay minerals of the sedimentary sequence can be interpreted as indi-

cating the derivation of the sediments from different source rocks in different times to the basin. Similar studies on the Cretaceous-Tertiary boundary were performed by Bozkaya and Yalçın (1991), Martinez-Ruiz et al. (2001), Premovic et al. (2001), and Khormali et al. (2005). Changes in clay minerals and their chemistry can be used to distinguish the Cretaceous-Tertiary transition.

Table 4. Results of the trace element analyses of the clay fraction (ppm).

Çizelge 4. Kil fraksiyonunun iz element sonuçları (ppm).

Sample No.	KB1 – 11	KB1 – 17	KB1 – 42
Ba	217	162	157
Ni	283	704E	575E
Co	32	58	54
Cr	270	933	850
Mineralogy	8S,1C,1I	8CR,1I,1C	8CR,1I,1C

(S:Smectite, CR:Corrensite, I:Illite, C:Chlorite)

CONCLUSIONS

The main conclusions drawn from this study are as follows.

1. Clay mineral assemblages were determined in the Upper Cretaceous-Paleocene-Eocene series where smectite and corensite were determined as the most dominant minerals.
2. According to the results of the chemical analyses, smectites are determined as beidellite and saponite.
3. Saponites and corrensite, have formed from the alteration of detrital material which derived from ultramafic rocks.
4. Beidellites have been formed as a result of the alteration of micas and feldspars of the metamorphic and/or acidic igneous rocks.
5. Illite and kaolinite minerals have probably have derived from the metamorphic and/or igneous rocks in the source area.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author gives thanks to Assoc. Prof. Dr. Ersen Buket for his help during the field studies, to Research Assistant Evren Çubukçu and Prof. Dr. Erkan Aydar for their help during the SEM studies and to Bülent Başara, Sezin Hasdiğen and İbrahim Kadri Ertekin for their kind help during the different stages of this study. In addition, the author would like to thank the reviewers for their comments.

REFERENCES

- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U.Z., 1976. Ankara yöresinde yer alan analsimli magmatik kayalar hakkında kısa bir not. *Yerbilimleri*, 2(1), 3-5.
- Ataman, G. ve Gündoğdu, N., 1980. Kuzey, Orta Anadolu sedimanter serilerinde zeolit oluşumlarının araştırılması. *Doğa Temel Bilimleri Dergisi*, 4, 15-20.
- Bayhan, E., 1981. Ankara civarı Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı sedimanter kayaların kil mineralojisi ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora Tezi. Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü (unpublished).
- Bayhan, E. ve Yalçın, H., 1990. Burdur Gölü çevresindeki Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı sedimanter istifin tüm kayaç ve kil mineralojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 111, 73-82.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1991. Hekimhan doğu ve güney kesimindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter birimlerin mineralojisi ve jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 6, 234-252.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative X-ray mineral analysis of clays. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown (eds.), London Mineralogical Society, 125-195.
- Brown, G., 1961. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Jarrod and Sons Ltd., Norwich.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin.
- Çapan, U. Z. ve Buket, E., 1975. Aktepe-Gökdere bölgesinin jeolojisi ve ofiyolitik melanj. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18 (1), 11-16.
- Erol, O., 1954. Ankara civarının jeolojisi hakkında rapor. MTA Enstitüsü Rapor No. 2491 (unpublished).
- İçöz, S. ve Türkmenoğlu, A., 1997. Keşan yöresi Eosen-Pliyosen yaşlı klastiklerin kökenine yönelik mineralojik, petrografik ve jeokimyasal inceleme, Trakya. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu. *Bildiriler Kitabı*, 37-48.
- Khormali, F., Abtaki, A., and Owliaie, H.R., 2005. Late Mesozoic-Cenozoic clay mineral successions of southern Iran and their paleoclimatic implications. *Clay Minerals*, 40(2), 191-204.
- Martinez-Ruiz, F., Huertos, M.O., and Palomo, F., 2001. Climate, tectonics and meteoritic impact expressed by clay mineral sedimentation across the Cretaceous-Tertiary boundary at Blake Nose, Northwestern Atlantic. *Clay Minerals*, 36(1), 49-60.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*. Springer-Verlag, Berlin.
- Mongelli, G., 2004. Rare Earth elements in Oligo-Miocenic pelitic sediments from Lagonegro Basin, Southern Apennines Italy: Implications for provenance and source area weathering. *International Journal of Earth Science*, 93, 612-620.
- Moore, D. M., and Reynolds R.C.Jr., 1997. *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*, Oxford University Press, Oxford.
- Premovic, P.I., Nolic, N.D., Pavlovic, M.S., Todorovic, B.Z., Djordjevic, D.M., Nolic, R.S., Lopez, L., and Lomonaco, S., 2001. The Cretaceous-Tertiary boundary Fiskeler at Stevns Klint, Denmark: the geochemistry of the major trace metals, *Journal of the Serbian Chemical Society*, 66 (10) 647-670.
- Tekkaya, İ., Atalay Z., Gürbüz M., Ünay E. ve Ermumcu M., 1975. Çankırı-Kalecik bölgesi karasal Neojen'in biyostratigrafik araştırması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18(1), 77-80.
- Temel, A., and Gündoğdu, M. N., 1996. Zeolite occurrences and the erionite-mesothelioma relationship in Cappadocia, Central Anatolia, Turkey. *Mineral Deposita*, 31, 539-547.
- Temel, A., Gündoğdu, M. N., and Gourgau, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 327-354.

- Weaver, C.E., and Pollard, C.D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals. Elsevier, New York.
- Wilson, M.J., 1987. A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy. Blackie, London.
- Yalçın, H. ve İnan, H., 1999. Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal yaklaşımlar. Türkiye Jeoloji Bülteni, 35(1), 95-103.
- Yalçın, H., Karayığit A. I., Cicioğlu E. ve Gümüşer G., 1997. Eosen yaşlı Sorgun (Yozgat) kömür havzasının kil mineralojisi ve tüm kayaç jeokimyası arasındaki ilişkiler. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 15-24.