

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2007 Cilt 50 Sayı 2
August 2007 Volume 50 Number 2

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

| | |
|-----------------------|--|
| CENGİZ İsmet | Başkan / <i>President</i> |
| YARARBAŞ Ecemiş Buket | İkinci Başkan / <i>Vice President</i> |
| ÇAĞLAN Dündar | Yazman / <i>Secretary</i> |
| KURTOĞLU Çetin | Sayman / <i>Treasurer</i> |
| ALAN Hüseyin | Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i> |
| BAYRAK Ercan | Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i> |
| DURMAZ Serap | Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i> |

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors

Cemal TUNOĞLU, Hacettepe Üniversitesi
tunay@hacettepe.edu.tr
Kadir DIRİK, Hacettepe Üniversitesi
kdirik@hacettepe.edu.tr

Yardımcı Editör / Assistant Editor

İbrahim Kadri ERTEKİN, Hacettepe Üniversitesi
iertekin@hacettepe.edu.tr
İngilizce Editörü / *English Editor*
Margaret SÖNMEZ

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

| | |
|---|---|
| ALTINER Demir (Ankara, Türkiye) | OKAY Aral (İstanbul, Türkiye) |
| BAYHAN Hasan (Ankara, Türkiye) | PAKTUNÇ Doğan (Ontario, Kanada) |
| BESBELLİ Berk (Ankara, Türkiye) | ROBERTSON Alastair (Edinburg, UK) |
| BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye) | SAKINÇ Mehmet (İstanbul, Türkiye) |
| DEMİREL İsmail Hakkı (Ankara, Türkiye) | SATIR Muharrem (Tübingen, Almanya) |
| GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye) | ŞEN Şevket (Paris, Fransa) |
| GÖKÇE Ahmet (Sivas, Türkiye) | TATAR Orhan (Sivas, Türkiye) |
| GÖKTEN Ergun (Ankara, Türkiye) | TEKİN U. Kağan (Ankara, Türkiye) |
| GÖNCÜOĞLU M. Cemal (Ankara, Türkiye) | TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye) |
| GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye) | TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye) |
| HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye) | ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye) |
| KARAKAYA Muazzez Çelik (Konya, Türkiye) | ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye) |
| KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye) | USTAÖMER Timur (İstanbul, Türkiye) |
| KELLING Gilbert (Staffordshire, UK) | VASELLI Orlando (Florans, İtalya) |
| MAMEDOV Musa (Baku, Azerbaycan) | WALASZCZYK Ireneusz (Warszawa, Polonya) |
| NOKAMAN M. Eran (İzmir, Türkiye) | YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye) |
| NAZİK Atike (Adana, Türkiye) | YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye) |
| ÖZER Sacit (İzmir, Türkiye) | YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye) |
| PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya) | YİĞİTBAŞ Erdinç (Çanakkale, Türkiye) |
| | YÜRÜRM Tekin (Ankara, Türkiye) |

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-posta: jmo@jmo.org.tr
URL www.jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of TURKEY
PO Box 464 Yenışehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Yayın Türü

± **Yerel Süreli Yayın**

Baskı (Printed by) : Berkay Ofset Ali Suavi Sokak No 1/27 Mallepe-ANKARA Tel: 0.312 231 28 42

Baskı Tarihi : 24 / 07 / 2007

Baskı Adedi : 3000

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2007 Cilt 50 Sayı 2
August 2007 Volume 50 Number 2

ISSN 1016-9100

İÇİNDEKİLER CONTENTS

KARAKAŞ Z. - KARAKAŞ Ö. - VAROL B.

Sazak-Biçer (Sivrihisar KD'su) Civarı Neojen (Miyosen-Pliyosen) Göl Basenindeki Kilitaşlarının Mineralojik İncelenmesi

Mineralogical Investigation of Claystone in the Neogene (Miocene-Pliocene) Lacustrine Basin of the Sazak-Biçer area (NE of Sivrihisar).....57

YEŞİLOVA P. - TEKİNE.

Polatlı-Sivrihisar Neojen Havzası Üst Miyosen Evaporitlerinin Jeokimyasal ve Jeostatistiksel İncelemesi (Demirci Köyü, KD Sivrihisar-İç Anadolu)

Geochemical and Geostatistical Investigation of Upper Miocene Evaporites in the Polatlı-Sivrihisar Neogene Basin (Demirci Village, NE Sivrihisar; Central Anatolia, Turkey).....71

YILMAZ A. - KUŞÇU M.

Süleymaniye (Mihalicçık- Eskişehir) Bölgesindeki Manyezitlerin Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri

Geology and Geochemistry of Süleymaniye (Mihalicçık-Eskişehir) Area Magnesite....95

YILMAZ A. - ÇAKIR Ö.

Yuvaköy Civarındaki Ankara Karmaşığının Petrolojik Özellikleri

Petrological Characteristics of Ankara Melange Around the Yuvaköy Region.....109

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizini ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM Veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM Database

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey

Türkiye Jeoloji Bülteni'ne 2006 Yılında sunularak sonuçlandırılan makalelerin değerlendirilmesine Yazı İnceleme Kurulu dışında katkıda bulunanlar.

Following are the names of the contributors in addition to the Editorial Board for reviewing of the papers submitted to the Geological Bulletin of Turkey and evaluated in 2006

CANDAN Osman (İzmir, Türkiye)
ERGİN Mustafa (Ankara, Türkiye)
KEREY Erdal (İstanbul, Türkiye)
KUŞÇU Gonca (Muğla, Türkiye)
KÜRKÇÜOĞLU Biltan (Ankara, Türkiye)
OCAKOĞLU Faruk (Eskişehir, Türkiye)
ÖZER Sacit (İzmir, Türkiye)
TÜRKMENOĞLU Asuman (Ankara, Türkiye)
YAVUZ Erkan (Ankara, Türkiye)



Sazak-Biçer (Sivrihisar KD'su) Civarı Neojen (Miyosen-Pliyosen) Göl Basenindeki Kilitaşlarının Mineralojik İncelenmesi

Mineralogical Investigation of Claystone in the Neogene (Miocene-Pliocene) Lacustrine Basin of the Sazak-Biçer area (NE of Sivrihisar)

Zehra KARAKAŞ Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Beşevler/Ankara (karakas@eng.ankara.edu.tr)
Özge KARAKAŞ Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Beşevler/Ankara
Baki VAROL Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Beşevler/Ankara

ÖZ

Sazak ve Biçer civarındaki (KD Sivrihisar) Neojen istifi içerisinde, iki ayrı çökel sisteminde depolanan Sakarya ve Porsuk formasyonu 7 fasiyese ayrılarak incelenmiştir. 1. çökel sistemini oluşturan Miyosen yaşlı Sakarya formasyonu andezitik-bazaltik karakterli volkanitler (Alt-Orta Miyosen), kırıntılı ve karbonat fasiyesleri (Üst Miyosen) ile temsil edilir. Bu litolojik topluluğu, 2.ci çökel sistemini oluşturan Pliyosen yaşlı Porsuk formasyonu çok düşük açılı uyumsuzlukla örter. Porsuk formasyonunun ana fasiyesleri konglomera-kumtaşı, yeşil renkli çamurtaşı-kilitaşı, karbonat ve gri-bej renkli jipsli çamurtaşı-kilitaşı şeklinde ayrılmıştır.

Porsuk formasyonundaki kilitaşları sahada farklı renk (kahverengi, krem-bej, beyaz, yeşil) ve litolojide (killi kireçtaşı, dolomitik kilitaşı, jipsli kilitaşı) izlenirler. Tüm havza genelinde kil parajenezi sepiyolit, paligorskit, simektit, klorit ve illit topluluğu ile temsil edilmektedir. İnceleme alanının güneyinde koyu kahverenkli ve krem-bej renkli kilitaşı ve killi kireçtaşı birimlerinde egemen kil minerali sepiyolittir. Havzanın genelinde yeşil renkli kilitaşı, jipsli kilitaşı, çamurtaşı ve marn topluluğu paligorskit, simektit, klorit ve illit parajenezi ile karakterize edilirler. Sepiyolit minerali taramalı elektron mikroskop incelemelerinde yumak şeklinde kümelenmiş lif demetleri halinde gözlenmiştir. Paligorskit minerali ise birbirine paralel olarak gelişen lif dizilimleri şeklinde izlenmiştir. Simektit minerali levhamsı yapraklardan oluşmakta olup, yer yer dalgalı yapraklar halinde peteksi doku gösterdiği belirlenmiştir.

Saha ve laboratuvar verilerine göre sepiyolit, paligorskit ve simektit mineralleri birbirlerinden bağımsız olarak yerinde çökelimle (in-situ) oluşmuşlardır. Havzadaki mineral oluşumunda tuzluluk ve alkalinite ile ortama gelen su miktarı hem bu faktörleri hem de mineral oluşumunu kontrol etmiştir. Sepiyolitler, havza kenarı bataklık ortamlarında kısmen de yağışlı koşullarda Mg ve Si zenginleşmesi sonucu oluşmuşlardır. Göl alanına detritik malzemelerden sağlanan Al getirmesi paligorskit ve simektit minerallerinin oluşumunu sağlamıştır. Simektit, paligorskit ve klorit mineralleri evaporitik çamur düzlüklerinde çökelmiştir. Ayrıca, bu kil minerallerini bulandıran yeşil renkli çamurtaşı ve kilitaşları ise derin göl ortamında depolanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Neojen baseni, Paligorskit, Sepiyolit, Simektit, Sivrihisar.

ABSTRACT

The Neogene sequence around Sazak and Biçer (NE Sivrihisar) which deposited into two different depositional systems as the Sakarya and Porsuk formations, has been studied by being divided into 7 facies. The first depositional system is the Miocene Sakarya formation, which is characterized by andesitic-basaltic volcanics (Lower-Middle Miocene), detritic and carbonate facies (Upper Miocene). The Pliocene Porsuk formation, which is the second depositional system of the lithological units, rests on this lithological group at a low angular unconformity. The main facies of the Porsuk formation are characterized by conglomerate-sandstone, green coloured mudstone-claystone, carbonate and grey-beige coloured gypsiferous mudstone-claystone.

In the field, the claystones of the Porsuk formation are characterized by different colours (brown, cream-beige, white, green) and different lithology (clayey limestone, dolomitic claystone, gypsiferous claystone). In the whole basin area, clay paragenesis is represented by sepiolite, palygorskite, smectite, chlorite and illite. In the southern part of the basin, sepiolite is the dominant clay mineral in the dark brown and cream-beige coloured claystones-limestones. In the whole basin area, green coloured claystone, gypsiferous claystone, mudstone and marl are characterized by palygorskite, smectite, chlorite and illite paragenesis. In scanning electron microscopy examinations, sepiolite minerals have been observed as ball shaped fiber bunches, palygorskite has been observed as parallel fibers, and smectite mineral is formed of flat leafs with a honeycomb texture in the form of frequent wavy leaves being detected.

According to field and laboratory data, sepiolite, palygorskite and smectite minerals must have been formed by in-situ deposition and independently of each other. During the mineral formation in the basin, salinity, alkalinity and water controlled these factors and mineral formation. Sepiolites were formed in lake margin swamp environments and also partially under humid conditions as a result of Mg and Si enrichment. Al, which originated from the detritic materials transported into the lake basin, enabled the formation of palygorskite and smectite minerals. Evaporitic mud flats served as suitable environments for the precipitation of smectite, palygorskite and chlorite. In addition, these minerals were preferentially deposited in the deep lake environment with green mudstone and claystones.

Key words: Neogene basin, Palygorskite, Sepiolite, Smectite, Sivrihisar

GİRİŞ

Sepiyolit, paligorskit ve simektit tipi kil mineralleri, Neojen yaşlı gölsel birimleri oluşturan sedimanter istiflerin önemli bileşenlerindedir. Özellikle sülfat ve karbonatça zengin Neojen yaşlı göl basenlerinde ve volkanosedimanter göl ortamlarında oluşan sepiyolit, paligorskit ve simektit tipi kil mineralleri gölsel alandaki farklı fasiyes gelişimlerinin açıklanmasında önemli bir veri kaynağıdır (Ishphoring, 1973; Galan ve Ferrero, 1982; Jones ve Galan, 1988; Singer, 1989; Chamley, 1989; Yalçın ve Bozkaya, 1995; Kadir vd., 2002; Akbulut ve Kadir, 2003; Karakaya vd., 2004). Sivrihisar Neojen göl baseni de sedimanter sepiyolit oluşumlarının yaygın olarak izlendiği alanlardan biri olması nedeniyle çok sayıda araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Özellikle Sivrihisar'ın güneydoğusundaki sedimanter sepiyolit

oluşumunun stratigrafisi Bilgin (1972), mineralojisi ve oluşumu Ece ve Çoban (1990, 1994), Yeniyo (1992, 1993), Karakaş (1992), Çoban (1993), Karakaş ve Varol (1993, 1994), Gençoğlu ve İrkeç, (1994), Gençoğlu (1996), Özbaş (2001), sedimantolojisi Bellanca vd., (1993) tarafından yapılan çalışmalar ile ortaya konulmuştur. Sivrihisar'ın kuzeydoğusunda yer alan Sazılar (Polatlı) yöresindeki Neojen yaşlı sedimanter birimlerin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri ise Türkbey (2005) tarafından incelenmiştir.

Bu çalışmada, Sazak ve Biçer köyleri civarında Pliyosen yaşlı Porsuk formasyonu ile temsil edilen gölsel istiftteki farklı fasiyes gelişimlerini karakterize eden sepiyolit, paligorskit ve simektit gibi kil minerallerinin mineralojik ve dokusal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır. Ayrıca, bu minerallere

eşlik eden diğer kil dışı mineraller belirlenerek, bunların mineral birliklikleri ile bu minerallerin birbirleriyle olan dokusal ve kökensele ilişkilerinin ortaya konulmasına çalışılmıştır.

MATERYAL ve METOD

İnceleme alanında kil minerali (sepiyolit, paligorskit, simektit) içeren birimler ile havzadaki farklı fasiyes gelişimlerinin en iyi gözlemlendiği yerlerden noktasal ve 7 adet ölçülü kesitler boyunca toplam 130 adet kayaç örneği alınmıştır. Sahadan alınan bu örneklerin mineralojik, dokusal ve petrografik özellikleri ile kayaç adlamaları Leitz marka optik mikroskop (OM) kullanılarak yapılmıştır. Ayrıca, 55 adet kayaç örneğinin (çamurtaşı, kilitaşı, killi kireçtaşı) mineralojik bileşimi X-ışını toz kırınım (XRD) cihazı kullanılarak belirlenmiştir. X-ışını çözümlenmeleri ile tüm kayaç bileşenleri tanımlandıktan sonra yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi esas alınarak hesaplanmıştır (Brindley, 1980; Gündoğdu, 1982). Sedimentasyon yöntemi ile kil boyu bileşenleri (<2mm) ayrılan 30 adet örneğin kil fraksiyonu difraktogramları normal, etilen glükol ve fırınlama (550 °C) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Kil minerallerinin tanımlanması (001) bazal yansımalarına göre yapılmış, pik şiddetlerinden ve mineral şiddet faktörlerinden (Biscaye, 1965; Sirocko ve Lange, 1991; Moore ve Reynolds, 1997) yararlanılarak kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır.

Tüm kayaç bazında yapılan ana (%) element çözümlenmeleri çoğunlukla kil mineral içerikleri yüksek olan kilitaşı örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Kil minerallerinin morfolojik özellikleri ile diğer minerallerle olan dokusal ilişkilerinin belirlenmesi amacıyla örnekler Taramalı elektron mikroskop (SEM) ile incelenmiştir.

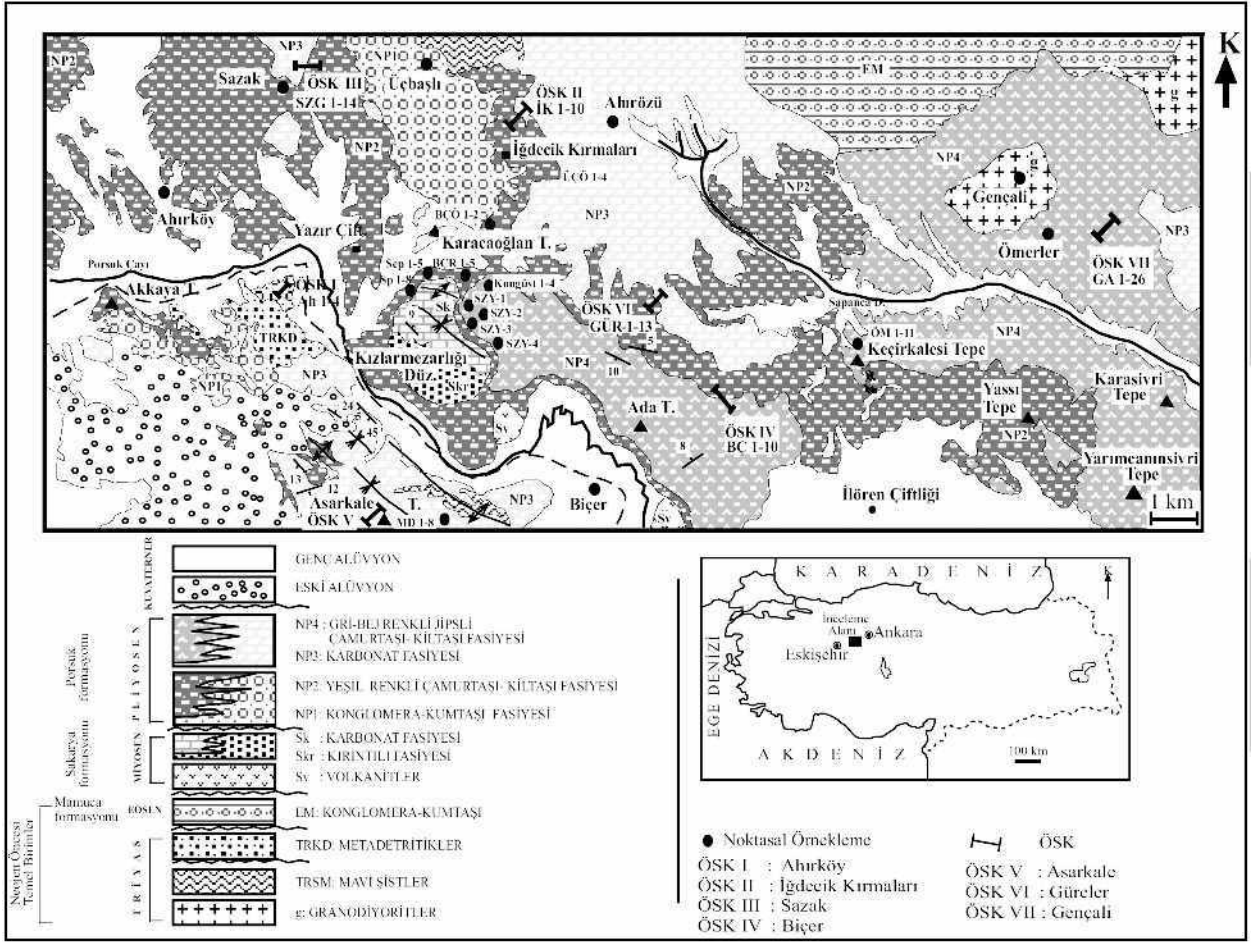
Örneklerin XRD analizleri Rigaku D/Max-2200 marka XRD cihazı ile Ankara Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Araştırma Uygulama Merkezi (BİTAUM) ile MTA Genel Müdürlüğü Mineraloji Araştırma Laboratuvarında yapılmıştır. Kilitaşlarındaki tüm kayaç ana element çözümlenmelerinde Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümündeki Spectro XLAB 2000 PEDXRF ve Spectro MİDEX-M cihazları kullanılmıştır. SEM incelemeleri ise Kırıkkale Üniversitesi Fizik Bölümündeki JSM 5600

aleti ile Gazi Üniversitesi Malzeme bölümündeki Jeol 6400 LV aletinde gerçekleştirilmiştir.

JEOLOJİ

İnceleme alanında, Neojen yaşlı birimlerin temelinde Triyas yaşlı granit ve granodiyoritlerden oluşan magmatik kayaçlar ile gnays, mavi-yeşil şist, mermer ve metadetritiklerden oluşan metamorfik kayaçlar bulunmaktadır (Kibar vd. 1992; Kadioğlu 1996; Gözler vd. 1996) (Şekil 1). Ayrıca, temel birimler içerisinde Eosen yaşlı Mamuca formasyonu olarak adlandırılan; konglomera ve kumtaşları ile temsil edilen sedimanter kayaçlar da yer almaktadır. Bu birimlerin tipik mostralalarına çalışma alanının kuzeyinde bulunan Sazak, Biçer ve Gençali köyleri civarında rastlanılmaktadır. İnceleme alanındaki temel kayalar üzerine uyumsuz olarak Neojen yaşlı gölsel birimler gelmektedir.

Bölgede Gözler vd. (1996) tarafından yapılan 1/25 000 ölçekli jeoloji haritasından yararlanılarak, çalışma alanındaki Neojen yaşlı gölsel sedimanları oluşturan çeşitli kayaç toplulukları litoloji, renk, fosil içeriği, yanal ve düşey devamlılıklarına göre formasyon mertebesinde iki litostratigrafi birimi şeklinde ayırtlanarak, incelenmiştir. Bunlar; iki ayrı çökel sistemi içerisinde depolanan Miyosen yaşlı Sakarya formasyonu ile Pliyosen yaşlı Porsuk formasyonudur (Şekil 1). 1. çökel sistemini oluşturan Sakarya formasyonuna ait fasiyesler; alttan üstte doğru volkanitler ile kırıntılı ve karbonat fasiyesleri olarak ayırtlanmıştır. Biçer civarında izlenen Erken-Orta Miyosen yaşlı volkanitler, andezit ve bazalt karakterli lav akmaları ile temsil edilmektedir (Şekil 1) (Temel, 2001). Üst Miyosen yaşlı kırıntılı fasiyesi konglomera ve kumtaşları ile temsil edilirken, karbonat fasiyesi ise dolomit, kireçtaşı, kilitaşı, marn ve jips litolojisinde izlenmektedir (Boyras, 2004). Bu birimler üzerinde düşük açılı uyumsuz olarak 2.ci depolanma paketini oluşturan Pliyosen yaşlı Porsuk formasyonu yer alır. Bu formasyon konglomera, kumtaşı, kilitaşı, marn, jips, jipsli çamurtaşı, dolomit, dolomitik kilitaşı ve kireçtaşı birimlerinin birkaç kez tekrarlanmasından oluşmuştur. Porsuk formasyonuna ait fasiyesler ise alttan üstte doğru konglomera-kumtaşı, yeşil renkli çamurtaşı-kilitaşı, karbonat ve gri-bej renkli jipsli çamurtaşı-kilitaşı fasiyesleri şeklinde isimlendirilmiştir (Şekil 1). İnceleme alanında izlenen bu fasiyesler Pliyosen döneminde



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritası (Gözler vd., 1996'dan değiştirilerek alınmıştır).
Figure 1. The location and the geological map of the study area (Modified from Gözler et al., 1996).

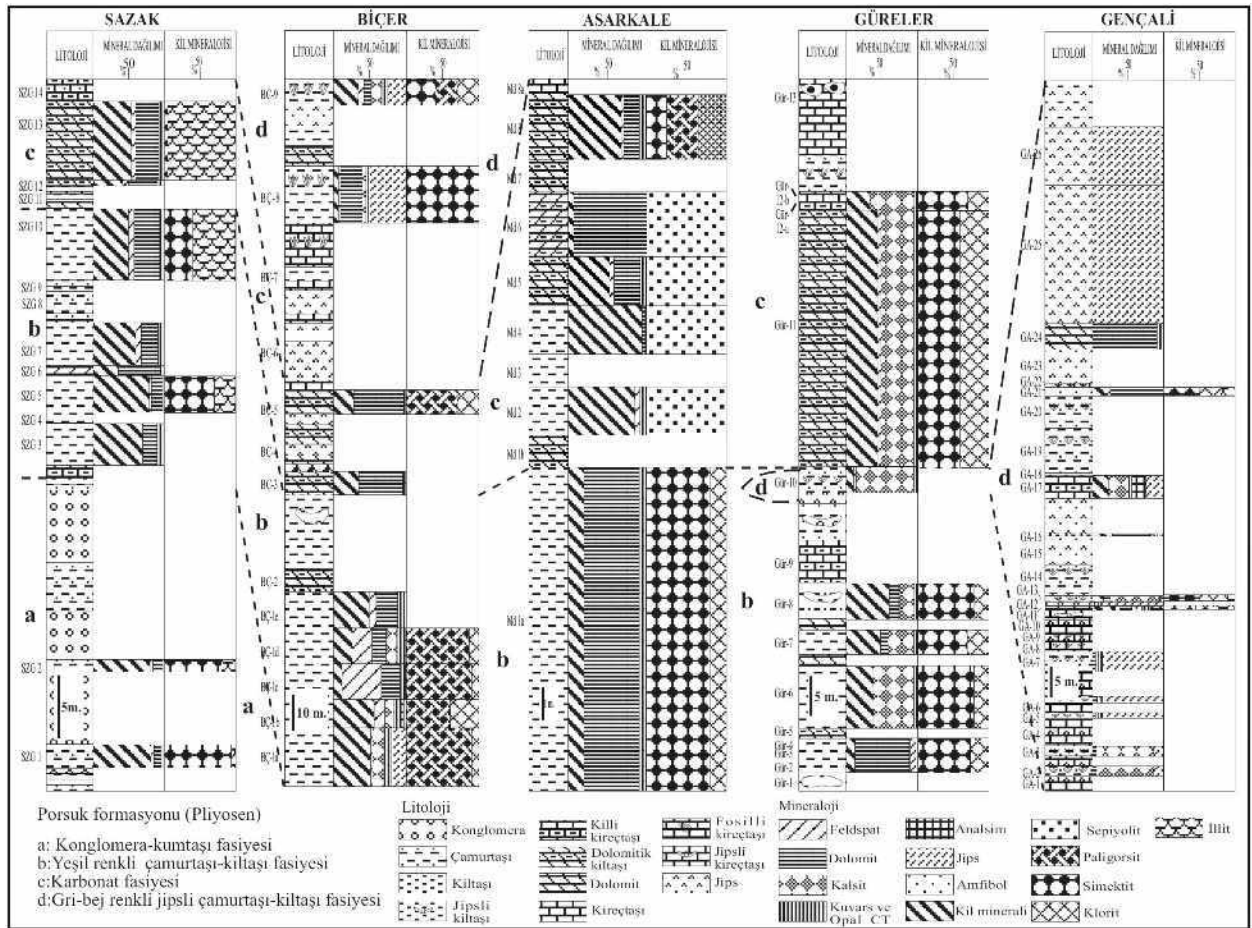
havza kenarlarında kaba taneli konglomera fasiyesi, göl düzlüğü alanlarında ise kumlu killi fasiyesler şeklinde çökelmiştir. Bununla birlikte sığ göl alanlarında karbonatlı fasiyeslerin çökelişi gerçekleşirken, derin göl alanlarında evaporitik fasiyesler depolanmıştır.

Porsuk formasyonunun tabanında yer alan konglomera-kumtaşı fasiyesi sahada kırmızı-kahverengi, kırmızı-bordo, sarımsı gri ve yeşilimsi gri renkleri ile tipik olup, konglomera ve çamurtaşı birimlerinin birkaç kez ardalanması şeklinde izlenir (Karakas, 2006). İnceleme alanında doğu-batı doğrultusunda uzanan bu fasiyes yanal yönde batıya doğru incelenerek yeşil renkli çamurtaşı, kiltası ve gri-bej renkli jipsli çamurtaşı, kiltası birimleri içerisinde mercek şeklinde kapanır. Özellikle Ahırköy ve

İğdecik kırmaları kesit alanlarında istifin tamamında izlenen bu fasiyes, Sazak kesit bölgesinde yeşil renkli çamurtaşı ve kiltası birimleri arasında mercekler şeklinde istifin taban düzeylerinde yer aldığı belirlenmiştir (Şekil 1, 2). Konglomera - kumtaşı fasiyesinin üzerinde kiltası-çamurtaşı litolojisinde olan ve sahada kahverengi-yeşil ve krem renkleriyle izlenen kiltası-çamurtaşı fasiyesi yer alır. Bu fasiyes üzerinde krem bej renkli dolomit-dolomitik kireçtaşları ile kovucu-itici karakterli diskoidal jips kristalleri içeren krem renkli killi kireçtaşı birimlerinden oluşan karbonat fasiyesi yer alır. Bu fasiyes içerisinde dolomitik seviyeler arasında mercekli kahverenkli sepiyolit ile beyaz bej renkli dolomit ve sepiyolitli dolomit oluşumları bulunur. İnceleme alanının güneyinde Biçer kesit alanında karbonat fasiyesinin üzerinde gri-bej renkli jipsli

çamurtaşı-kiltaş fasiesi uyumlu olarak bulunur (Şekil 2). Buna karşın, inceleme alanının doğusunda da Güreler kesit bölgesinde renkli jipsli çamurtaşı-kiltaş fasiesi üzerinde uyumlu olarak karbonat fasiesi yer alır. İnceleme alanı içerisinde bu şekilde fasieslerin birbirleriyle yanal ve dikey yönde geçişler göstermesi; göl alanı içerisinde Miyosen-Pliyosen döneminde iklimsel değişimlerin yanında tektonizma ve direnaj sistemlerindeki değişimlerin paleogölün tuzluluğunun yanı sıra göl sınırlarındaki değişimine neden olmasından kaynaklanmış olmalıdır. Gri-bej renkli jipsli çamurtaşı-kiltaş fasiesi gri ve yeşil

renkli jipsli kiltaş ve çamurtaşı birimlerinden oluşur. Bazı alanlardaki çamurtaşı düzeyleri killi seviyeler ile geçişli olarak izlenir. Çamurtaşları genelde yeşil renkte, aralarına kısmen ince bandlar şeklinde dolomitik kireçtaşları girmiş vaziyette havzanın derin kısımlarında bulunmaktadır. Ayrıca, çamurtaşları arasında yer yer çok ince bantlar halinde kısmen dolomitik plaket kireçtaşlarını görmek mümkündür. Neojen yaşlı gösel birimler üzerinde uyumsuz olarak kırmızı-kahverenkli çakiltaş, çamurtaşı, kumtaşı ve alüvyon ile temsil edilen Kuvaterner yaşlı birimler bulunur.



Şekil 2. İnceleme alanında Pliyosen yaşlı Porsuk formasyonundaki litoloji ve mineraloji dağılımı.
Figure 2. Distribution of the principal lithology and clay-non-clay mineralogy of the Pliocene aged Porsuk formation in the study area.

MİNERALOJİK VE KİMYASAL İNCELEMELER

X-Işını İncelemeleri

İnceleme alanında saha gözlemlerine göre farklı renk ve litolojideki kilaşı ve çamurtaşı örneklerinin mineralojik bileşimleri ile kil minerallerinin cinsi ve dağılımları X-Işınları kırınım (XRD) analiz yöntemi kullanılarak belirlenmiştir.

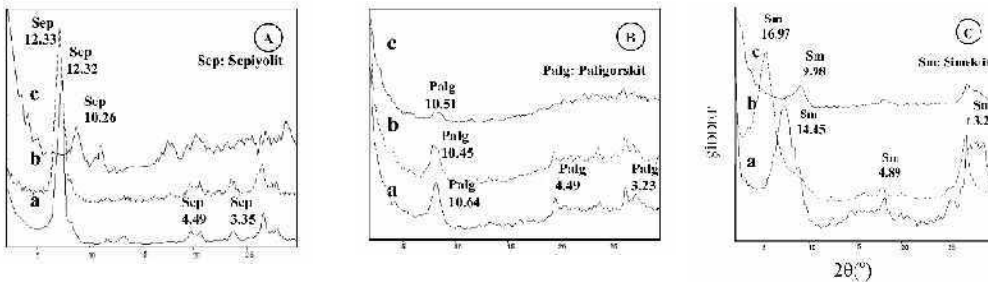
Tüm havza genelinde belirlenen kil mineralleri sepiyolit, paligorskit, simektit, klorit ve illittir. Bu kil minerallerine tüm kayaç içinde dolomit, kalsit, feldispat, kuvars, opal-CT mineralleri ile yer yer analsim, jips ve amfibol mineralleri de eşlik etmektedir. Sepiyolit minerali inceleme alanının güneyinde Asarkale kesit alanı civarında koyu kahverenkli, krem-bej renkli kilaşı ve killi kireçtaşı istiflerinde yoğun olarak izlenmiştir (Şekil 2). Kil boyu bileşen olarak yalnızca sepiyolitli minerali içeren örneklerin tüm kayaç çözümlenmelerinde sepiyolit mineralinin azalma miktarına bağlı olarak dolomit mineralinin miktarında belirgin bir artış olduğu da gözlenmiştir. Özellikle istifin orta seviyelerinde saf sepiyolit oluşumu yer alırken istifin üst seviyelerinde dereceli olarak dolomitli sepiyolit ve dolomit şeklinde bir mineralojik zonlanma oluşturdukları belirlenmiştir (Şekil 2). Ayrıca, dolomitin artış gösterdiği seviyelerde % 20 oranında kuvars, opal-CT ve feldispat mineralleri de görülmüştür.

İnceleme alanında havzanın genelinde paligorskit, simektit, klorit ve illit minerallerinin varlığı belirlenmiştir. Özellikle Biçer ve Asarkale kesit bölgeleri ile Karacaoğlan Tepe'nin güneyinden noktasal olarak alınan yeşil renkli kilaşı, jipsli kilaşı ve marn örnekleri paligorskit, simektit, klorit ve illit parajenezini ile karakterize edilir. Bu kil minerallerine

tüm kayaç içerisinde dolomit, kalsit, kuvars, opal-CT, feldispat, jips, amfibol ve analsim mineralleri eşlik etmektedir (Şekil 2). İnceleme alanının kuzeyinde Sazak kesit bölgesinde istifin taban seviyelerinde egemen kil minerali simektit iken üst tarafa doğru dereceli olarak simektit- illit birlikteliği izlenmiştir. İstifin üst seviyelerinde ise illit mineralinin hakim olduğu belirlenmiştir. Buna karşın, inceleme alanının doğusunda Güreler ve Gençali kesit bölgelerinde egemen kil minerali simektit ve klorit olup, bu kil minerallerine tüm kayaç içerisinde % 0-25 arasında karbonat (dolomit, kalsit) ve evaporit (jips) mineralleri eşlik etmektedir. Birkaç örnekte de Lüneburgite mineralinin varlığı belirlenmiştir.

Sepiyolit minerali 12.32 A°daki piki ile tanımlanmış olup, etilen glikol ile muamele edilen çekimlerinde 12.33 A°, 550 °C'de fırınlanmış örneğinde gerçekleştirilen çekimde ise 10.26 A°daki piki belirlenmiştir (Şekil 3A). Paligorskit minerali havada kurutulmuş kil fraksiyonu çekimlerinde 10.64 A°, etilen glikolle doyurulduğunda 10.45 A° ve 550 °C ısıtıldığında ise 10.51 A°daki piklerinde önemli bir değişim izlenmediği gözlenmiştir (Şekil 3B). Benzer pik değerlerinin görsel oluşumlu sepiyolit ve paligorskit minerallerinde izlendiği Akbulut ve Kadir (2003) ile Karakaya vd., (2004) tarafından yapılan çalışmalarda da gösterilmiştir.

Simektit minerali kil fraksiyonu normal çekiminde 14.45 A°luk pik değeriyle tayin edilmiştir (Şekil 3C). Etilen glikole tabi tutulduğunda da 16.97 A° yükseldiği ve 550 °C ısıtıldığında 9.98 A°da pik verdiği belirlenmiştir. Ayrıca, etilen glikollü çekimlerde 14.2 A° ve 7 A°daki pikleri ile klorit minerali tanımlanmıştır. İllit minerali ise normal çekimlerde 10.70 A°, etilen glikollü ve 550 °C'de fırınlanmış örneklerde ise 10.09 A° ve 10,14 A° pik değerleri ile belirlenmiştir.



Şekil 3. Killi birimlerin X-Işınları Difraktogramları. A. Sepiyolit (Md-4), B. Paligorskit (Kongüst-2) ve C. Simektit (SZG-1) (a: Normal, b: Etilen glikollü, c: 550°C Fırınlanmış.)

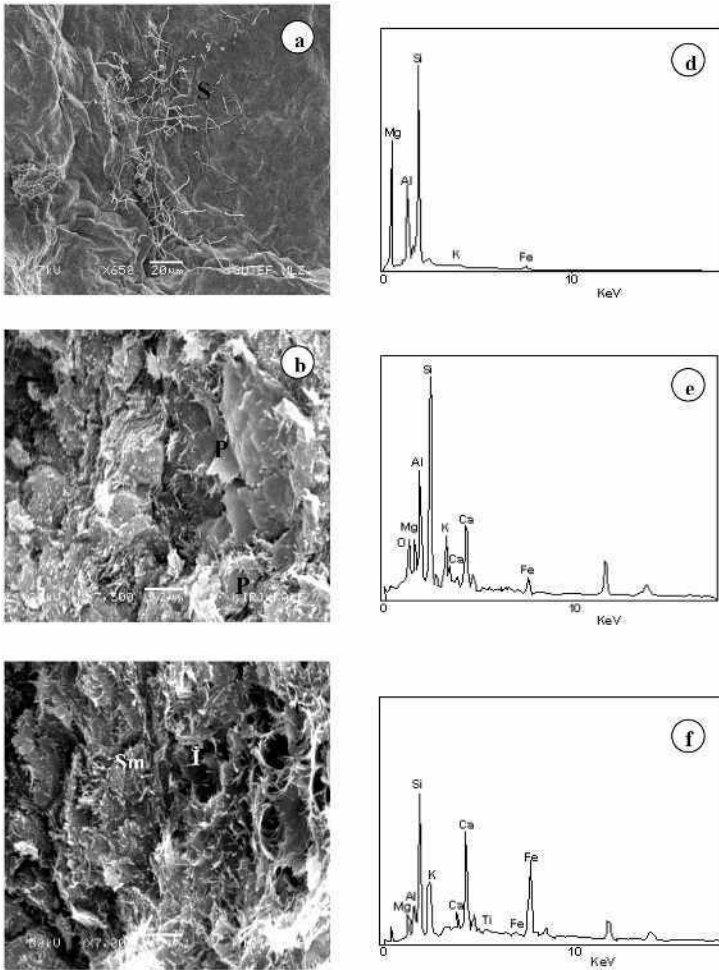
Figure 3. X-ray diffraction pattern of A. sepiolite (Md-2), B. palygorskite (Kongüst-2) and C. smectite (SZG-1) minerals in the study area. (a: air dried, b: ethylene glycolated, c: 550°C heated).

Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri

İnceleme alanında X-Işınları yöntemi ile sepiyolit, paligorskit ve simektit minerallerinin yoğun olarak izlendiği kilitaşı örneklerinin mikro morfolojileri ve dokusal özellikleri taramalı elektron mikroskobu ile incelenmiştir. Sepiyolit ve paligorskit mineralleri lifsi karakterleri ile tanımlanmışlardır (Jones ve Galan, 1988). Sepiyolit lifleri, paligorskit liflerinden daha yassı ve karışık olmaları ile ayırt edilmiştir (Şekil 4a, b). Her ne kadar taramalı elektron mikroskop görüntülerinde sepiyolit liflerinin uzunlukları izlenebiliyorsa da bazı durumlarda bu lifsi karakter açıkça gözlenmemiştir (Şekil 4a). Genellikle sepiyolit minerali yumak şeklinde kümelenmiş sepiyolit lif demetleri halinde gözlenmiştir. Yumaklaşmış liflerin tespiti taramalı elektron mikroskop görüntülerinde yanıltıcı olmuştur. Yumak şeklinde izlenen sepiyolitlerde keçe yapısı ile

dendritik-ağsal yapıda izlenmiştir. Özellikle inceleme alanındaki kahverenkli sepiyolit seviyelerinde bu doku oldukça tipik olup, benzer yapı Karakaya vd., (2004) tarafından yapılan çalışmada da gösterilmiştir (Şekil 4a). Sepiyolitlerin lif uzunlukları genellikle 2-3 µm boyutunda iken paligorskit mineralinin lif uzunluğu 5 µm olarak izlenmiştir (Şekil 4b). İnceleme alanındaki lifsi paligorskit mineralinin mikrografında da birbirine paralel olarak gelişen lif dizilimleri şeklinde yer aldıkları gözlenmiştir (Şekil 4b). İnceleme alanındaki simektit minerali levhamsı yapraklardan oluşmakta olup, yer yer dalgalı yapraklar halindeki peteksi dokuyu göstermektedir (Şekil 4c). İllit minerali ise ipliksi özelliği ile karakteristiktir (Şekil 4c).

Sepiyolit mineralinin EDS analizinde Si, Mg ve Al elementlerini temsil eden pikler belirlenmiştir (Şekil 4d). Çok az oranda K ve Fe elementlerinin varlığı gözlenmiştir. Paligorskit mineralinin EDS spektrumunda sepiyolit mineraline benzer şekilde Si, Al ve Mg elementlerinin yanı sıra Ca, K ve Fe elementlerini temsil eden pikler izlenmiştir (Şekil 4e). Paligorskit mineralinde Mg pikinin sepiyolit mineraline göre daha az şiddette olduğu buna karşın, Al elementinin pik şiddetinin oldukça fazla olduğu gözlenmiştir. Bu da paligorskit mineralinin bünyesinde % 15'e kadar değişen oranlarda alümina içermesinden kaynaklanmıştır (Weaver, 1989; Galindo vd., 1996). Simektit mineralinin EDS spektrumunda Si, Al, Mg, Ca, K, Fe ve Ti elementlerinin varlığı belirlenmiştir (Şekil 4f).



Şekil 4. Sepiyolit (s) (Md-4) (a), paligorskit (p) lif demetleri (Kongüst-2) (b), levhamsı yapraklardan oluşan simektit (sm) ve ipliksi illit (i) mineralinin (SZG-1) (c) taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri ile sepiyolit (Md-4) (d), paligorskit (Kongüst-2) (e) ve simektit (SZG-1) (f) minerallerinin yarı kantitatif analiz değerleri.

Figure 4. SEM images of sepiolite (s) (Md-4) (a), palygorskite (p) fibers (Kongüst-2) (b), smectite (Sm) and illite (i) (SZG-1) (c) minerals; semi-quantitative analysis of sepiolite (Md-4) (d), palygorskite (Kongüst-2) (e) and smectite (SZG-1) (f).

Kimyasal Analizler

İnceleme alanında kahverenkli, krem-bej, beyaz ve yeşil renkli kilitaşı, dolomitik kilitaşı, killi dolomit, çamurtaşı birimlerinden alınan ve X-Işınları kil fraksiyonu analizi (XRD) ile sepiyolit, paligorskit ve simektit minerallerince zengin oldukları belirlenen örneklerin tüm kayaç kimyasal bileşimlerini belirlemek amacıyla ana element içerikleri X-Işınları Floresans Spektrometresi (XRF) analiz yöntemi incelenmiştir.

İnceleme alanında sepiyolit ve paligorskit minerallerince zengin örneklerin kimyasal analizleri sonucunda TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , K_2O ve MnO değerleri oldukça düşüktür (Çizelge 1). Buna karşın, MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 ve SiO_2 değerleri ise değişkendir. Bu oksit değerlerinde izlenen farklılık litolojik değişikliklere bağlı olarak gelişen mineral kompozisyonundan kaynaklanmaktadır. Bazı örneklerde MgO ve SiO_2 değerlerinin yanı sıra CaO değerinin de yüksek olması kayaçlardaki karbonat minerallerinin varlığını işaretler. Gerçekten de, sepiyolit mineralince zengin ve Asarkale kesit bölgesinden alınan Md-4 no'lu saf sepiyolit içeren

örnekte SiO_2 ve MgO değerleri yüksekken, Md-5 no'lu dolomitli sepiyolit örneğinde ise CaO değerinde belirgin bir artışın varlığı izlenmiştir (Çizelge 1). Benzer şekilde paligorskit minerallerince zengin örneklerde de CaO değerleri oldukça yüksektir. CaO değerinin yüksek olması kayaçlardaki karbonat minerallerinin varlığını ve kil-karbonat mineral birlikteliklerini göstermektedir. Bu karbonat mineral ve/veya minerallerinin varlığı sepiyolit ve paligorskit minerallerinin oluşumlarının karbonatlı birimlere bağlı olduğuna işaret eder. Ayrıca, paligorskit mineralince zengin olan ve Biçer kesit alanından alınan BÇ-1a no'lu örnek ile Sep-2 ve Kongüst-2 no'lu noktasal olarak alınan örneklerde Al_2O_3 değerinin sepiyolitçe zengin örneklere (Md-4 ve Md-5) göre daha yüksek olduğu gözlenmiştir (Çizelge 1). Bu da, Şekil 1'de görüldüğü üzere göl alanına akarsular tarafından batıdan getirilen detritik malzemelerin oluşturduğu mineral kompozisyonundan kaynaklanmaktadır. Sazak kesit bölgesinden alınan SZG-1 no'lu yeşil renkli çamurtaşı örneğinde de MgO ve CaO değerlerinin yüksek olması da simektitçe zengin örneklerdeki kil-karbonat birlikteliklerine işaret eder (Çizelge 1).

| Oksitler | Md-4 | Md-5 | BÇ-1a | Sep-2 | Kongüst-2 | SZG-1 |
|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|-------------|--------------|
| SiO_2 | 60,05 | 45,32 | 38,03 | 35,69 | 35,05 | 38,97 |
| Al_2O_3 | 3,59 | 3,15 | 8,48 | 9,64 | 7,19 | 7,12 |
| Fe_2O_3 | 2,15 | 1,81 | 6,18 | 6,55 | 4,44 | 6,676 |
| MnO | 0,02 | 0,01 | 0,12 | 0,16 | 0,06 | 0,11 |
| MgO | 22,27 | 20,42 | 7,50 | 9,84 | 12,33 | 15,24 |
| CaO | 0,5 | 7,22 | 10,22 | 9,24 | 12,23 | 8,23 |
| K_2O | 0,75 | 0,72 | 2,74 | 1,89 | 2,13 | 1,41 |
| Na_2O | 0,037 | 0,04 | 0,73 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| TiO_2 | 0,31 | 0,25 | 0,58 | 0,69 | 0,42 | 0,77 |
| P_2O_5 | 0,05 | 0,04 | 0,09 | 0,05 | 0,03 | 0,26 |
| LOI | 10,1 | 19,9 | 24,12 | 26,56 | 25,77 | 20,89 |
| Toplam | 99,83 | 98,88 | 98,79 | 100,36 | 99,7 | 99,73 |

Çizelge 1. İnceleme alanındaki sepiyolit (Md-4, Md-5), paligorskit (BÇ-1a, Sep2, Kongüst-2) ve simektit (SZG-1) minerallerince zengin farklı renk ve litolojideki çamurtaşı ve kilitaşlarının tüm kaya ana element bileşimleri (%). Md-4: Kahverenkli kilitaşı; Md-5: Krem-bej renkli dolomitik kilitaşı; BÇ-1a: Yeşil renkli kilitaşı; Sep-2: Kahverenkli dolomitik kilitaşı; Kongüst-2: Beyaz renkli killi dolomit; SZG-1: Yeşil renkli çamurtaşı.

Table 1. Major element composition (%) of the whole rock mudstone and claystone which are different colour and lithologies dominated by sepiolite (Md-4, Md-5), palygorskite (BÇ-1a, Sep2, Kongüst-2) and smectite (SZG-1) in the study area. Md-4: Brown coloured claystone; Md-5: cream-beige coloured dolomitic claystone; BÇ-1a: Green coloured claystone; Sep-2: Brown colour dolomitic claystone; Kongüst-2: White coloured clayey dolomite; SZG-1: Cream-beige coloured mudstone.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Sazak ve Biçer civarındaki Neojen istifi iki farklı çökel sisteminde depolanan Miyosen yaşlı Sakarya ve Pliyosen yaşlı Porsuk formasyonu ile temsil edilir. 2. çökel sistemini oluşturan Porsuk formasyonu konglomera-kumtaşı, yeşil renkli çamurtaşı-kilitaşı, karbonat ve gri-bej renkli jipsli çamurtaşı-kilitaşı şeklinde fasiyeslere ayrılmıştır. Bu fasiyesleri oluşturan konglomera, kumtaşı, kilitaşı, çamurtaşı, jips, jipsli çamurtaşı, dolomit, dolomitik kilitaşı ve kireçtaşı birimleri birbirleri ile birkaç kez tekrarlanmalı bir dizilim sundukları belirlenmiştir.

Porsuk formasyonundaki kilitaşları sahada kahverenkli, krem-bej, beyaz ve yeşil renklerde izlenirler. Farklı renk ve litolojideki bu kilitaşı birimlerinin havza genelinde sepiyolit, paligorskit, simektit, klorit ve illit tipi kil mineral parajenezi oluşturdukları belirlenmiştir (Şekil 2). İnceleme alanının güneyinde kahverenkli kilitaşı birimlerinde sepiyolit mineralinin bulunmasına karşın havza genelinde yeşil renkli kilitaşı, jipsli kilitaşı ve çamurtaşı örneklerinde paligorskit, simektit, klorit ve illit mineral birlikteliği belirlenmiştir. Sepiyolit ve paligorskit fillosilikat tipi kil mineralleri olup, sülfat ve karbonatça zengin Neojen yaşlı göl basenlerinde oluştukları çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya konulmuştur (Starkey ve Blackman, 1979; Galan ve Ferrero, 1982; Jones ve Galan, 1988; Suarez vd., 1989; Chamley, 1989; Bellanca vd., 1993; Sanchez ve Galan, 1995; Galindo vd., 1996; Akbulut ve Kadir, 2003; Karakaya vd., 2004). İnceleme alanındaki sepiyolit ve paligorskit minerallerinin de dolomit ve kalsit mineralleri ile birlikte bulunmaları bu minerallerin oluşumlarının karbonatlı minerallere bağlı olarak oluştuklarını göstermektedir. Sepiyolit mineralinin koyu kahverenkli kilitaşı biriminde saf veya saf yakın oranlarda bulunmasına karşın, krem-bej ve beyaz renkli kilitaşı seviyelerinde sepiyolit mineraline dolomit mineralinin eşlik etmesi de bu düşüncüyü desteklemektedir. Ayrıca XRD tüm kaya ve kil fraksiyonu çözümlenmelerinde de sepiyolit mineralinin azalma miktarına bağlı olarak dolomit mineralinin miktarında belirgin bir artışın varlığı da bunu doğrulamaktadır (Şekil 2). SEM incelemelerinde sepiyolit, paligorskit, simektit mineralleri arasında herhangi bir dokusal ilişkinin gözlenememiş olması bu minerallerin birbirlerinden bağımsız olarak oluştuklarını göstermektedir.

Sepiyolit ve paligorskit oluşumlarının büyük bir bölümü kurak iklim kuşaklarında tuzlu ve alkalın göl ortamlarında geliştiği bilinmektedir (Weaver, 1989). Bu alanlarda pH'ın 7'den büyük olması, ortam veya yakın alanda Si ve Mg sağlayacak kaynakların bulunması aranan unsurlardan birkaçıdır (Caillere, 1951; Milton ve Eugster, 1959; Isphording, 1973; Starkey ve Blackmon, 1979; Singer ve Galan, 1984; Velde, 1985; Weaver ve Beck, 1977). Ayrıca, sepiyolit yataklarının büyük bir bölümü kurak iklim kuşaklarındaki depolanma ortamlarında görülmüştür (McLean vd., 1972, Isphording, 1973; Singer, 1979).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde Pliyosen döneminde kurak iklim şartları sürekliliğini korurken bölgede dolomit ve evaporit birimleri sığ göl düzlüklerinde çökelmiştir. Gölün daha derin bölümlerinde ise yeşil renkli kilitaşları depolanmıştır. Havza kenarı bataklık ortamlarında kısmen humid koşullar egemen hale geçerek dolomit ve yeşil killer içersinde sepiyolit ve paligorskit oluşumu gerçekleşmiştir. Sepiyolitlerin merceksi yayılımı yanında bu seviyelerde belirginleşen organik madde katılımı ve bitki izlerinin varlığı da bu ortamsal görüşü desteklemektedir. Ayrıca, sepiyolit mineraline dolomitin eşlik etmesi ve dolomit birimleri arasında yataklanma göstermesi de sepiyolit oluşumunu dolomitleşmeyi takip eden evrelerde göl alanı içerisinde ufak ve çevreden izole edilmiş küçük playa gölünde geliştiğini işaret eder. Bununla birlikte göl alanına su boşalımının artmasına bağlı olarak göl suyunun Si ve Mg elementlerince zenginleşmesi sonucu sepiyolit yerinde çökelimle (in-situ) oluşmuş olmalıdır. Ayrıca, Al getiriminin arttığı evrelerde sepiyolit minerali yerine paligorskit oluşmuştur. Paligorskit oluşumu için sepiyolite nazaran Si ve Mg oranlarının düşük, Al oranının yüksek olduğu daha düşük derecede alkalın ortamlar gerektiği yapılan çalışmalarda gösterilmiştir (Verrecchia ve Le Gustomer, 1996). Ayrıca, killi karbonatlı birimlere bağlı olarak simektitlerin oluştuğu Tardy vd. (1970) ile Bayhan ve Yalçın (1990) tarafından yapılan çalışmalarda da belirtilmiştir. İnceleme alanındaki paligorskit ve simektit mineralleri ortamda Mg ve Si zenginleşmesi ile birlikte Al katılımının da arttığını işaretler. Evaporit ağırlıklı istiflerde belirginleşen ve çoğu kez de bireysel jips kristalleri ve dolomit ara seviyeleri içeren yeşil, gri-bej renkli kilitaşlarında belirginleşen simektit, paligorskit ve klorit birlikteliği evaporitik çamur düzlükleri ile derin göl ortamlarında

depolanmıştır. Sepiyolit, paligorskit, simektit mineralleri birbirlerinden bağımsız olarak yerinde (in-situ) oluşurken, klorit ve illit mineralleri ise detritik olarak göl alanına getirilmişlerdir.

KATKIBELİRTME

Bu çalışma, TÜBİTAK Yer Deniz ve Atmosfer Bilimleri Araştırma Grubu tarafından 102Y137 no'lu ve Ankara Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Müdürlüğü'nce 2003 07 45 014 no'lu projeler çerçevesinde desteklenmiş olup, 2 ci yazarın Yüksek Lisans çalışmasının bir bölümüdür. Yazarlar, makaleye yapıcı eleştirileri ile katkı sağlayan hakemler Prof. Dr. Asuman Türkmenoğlu (ODTÜ) ve Prof. Dr. Emel Bayhan'a (HÜ) teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

Sepiolite, palygorskite and smectite type clay minerals are among the important components of sedimentary sequences which form Neogene aged lacustrine units. The sepiolite, palygorskite and smectite type clay minerals which came into being in Neogene aged lacustrine basins that are rich from the point of sulphate and carbonate and in volcano-sedimentary lacustrine environments are important data sources used for explaining the development of different facies in the lacustrine environments (Isphording, 1973; Galan and Ferrero, 1982; Jones and Galan, 1988; Singer, 1989; Chamley, 1989; Yalçın and Bozkaya, 1995; Kadir et al., 2002; Akbulut and Kadir, 2003; Karakaya et al., 2004). The aim of this study is to investigate the mineralogical and textural characteristics of the clay minerals like sepiolite, palygorskite and smectite which characterize the different facies developments in the lacustrine environments represented by the Pliocene aged Porsuk formation around Sazak and Biçer villages. Besides, by determining the other clay minerals which accompany these minerals, the study aims to present their mineral coexistence and the textural and original relations of these minerals with each other. A total of 130 rock samples were obtained from the basin, from units including clay minerals (sepiolite, palygorskite, smectite), and from places where different facies developments in the basin can be best observed along 7 measured cross sections. Mineralogical and petrographic properties of these samples were determined using optical microscope,

X-Ray diffraction (XRD) and scanning electron microscope (SEM). Chemical analyses were carried out using XLab2000 and Spectro equipment.

In the basin, Neogene aged lacustrine units rest in unconformity on the basement rocks which are Triassic aged magmatic, metamorphic rocks and an Eocene aged Mamuca formation (Kibar et al., 1992; Kadioğlu 1996, Gözler et al. 1996) (Figure 1). The Neogene sequence deposited into two different depositional systems as the Sakarya and Porsuk formations. The first depositional system, the Miocene aged Sakarya formation, is characterized by andesitic-basaltic volcanics (Lower-Middle Miocene) and detritic, carbonate facies (Upper Miocene). The Pliocene aged Porsuk formation, which is the second depositional system of the lithological group, rests on these units at a low angle unconformity. This formation has come into being as a result of two alternations of conglomerate, sandstone, claystone, marl, gypsum, gypsiferous mudstone, dolomite, claystone and limestone units. The main facies of the Porsuk formation, which is represented by the second depositional system, are characterized by conglomerate, sandstone, green coloured mudstone-claystone, carbonate and grey-beige coloured mudstone-claystone (Figure 1). Quaternary aged units rest in unconformity on the Neogene aged lacustrine units.

Claystones of the Porsuk formation are characterized by different colours (brown, cream-beige, white, green) and different lithology (clayey limestone, dolomitic claystone, gypsiferous claystone) in the field. In the whole basin area, clay paragenesis is represented by sepiolite, palygorskite, smectite, chlorite and illite (Figure 2). These minerals are associated with dolomite, calcite, quartz, opal-CT, and feldspar minerals and sometimes gypsum, analcime and amphibole minerals in the whole samples. In the southern part of the basin, sepiolite is the dominant clay mineral in the dark brown and cream-beige coloured claystones and clayey limestones (Figure 2). In the whole basin area, green coloured claystone, gypsiferous claystone and marl are characterized with palygorskite, smectite, chlorite and illite paragenesis. The sections where these are not pure consist of dolomite, calcite, quartz, opal-CT, feldspar, gypsum, analcime and amphibole.

In SEM investigations sepiolite and palygorskite minerals have been described by their fibrous characters (Jones and Galan, 1988). Sepiolite fibers have been distinguished from palygorskite fibers as they are more flat and assorted (Figure 4a, b). Generally, sepiolite minerals have been observed as ball shaped fiber bunches. It was also observed, in a micrograph of the fiber-like palygorskite mineral found in the basin, that they exist in the form of fiber series which develop in parallel to each other (Figure 4b). While the fiber length of sepiolites is generally 2-3 μm , the fiber length of palygorskite mineral has been observed as 5 μm (Figure 4a, b). The smectite mineral in the basin is formed of flat leafs, and indicates a honeycomb texture in the form of frequent wavy leaves (Figure 4c). Additionally, the illite mineral is characterized by its fiber-like quality (Figure 4c). In the EDS analysis, sepiolite mineral was found to be formed of Si, Mg and Al (Figure 4d). The existence of small amounts of K and Fe was also observed. In an EDS spectrum of palygorskite mineral, peaks which represent Ca, K and Fe elements in addition to Si, Al and Mg were detected. In this respect, palygorskite mineral resembles sepiolite mineral (Figure 4e). It has been observed that the Mg peak has a lower intensity in palygorskite mineral when compared to sepiolite mineral, and the Al element is rather high in palygorskite mineral. The existence of Si, Al, Mg, Ca, K, Fe and Ti elements were detected in the EDS spectrum of smectite mineral (Figure 4f).

As a result of the chemical analyses of the samples from the basin which were rich in sepiolite and palygorskite minerals it has been concluded that their TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , K_2O and MnO values are very low (Table 1). MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 and SiO_2 values are variable. The changes in the oxide values are related to the variations of mineral composition of the different lithologies. In addition to MgO and SiO_2 values, CaO values being rather high in some samples indicate the existence of carbonate mineral in the clay samples. Similarly, CaO values are also rather high in those samples which are rich in palygorskite minerals. This indicates that the formation of sepiolite and palygorskite is closely related with the carbonate units. Moreover, it has been observed that Al_2O_3 values are higher in samples number BÇ-1a, Sep-2, and Kongüst-2 which are rich in palygorskite minerals than in those (Md-4 and Md-5) which are rich in sepiolite minerals. This is due to the mineral

composition which is formed of detritic materials taken by rivers to the lake basin from the west.

According to field and laboratory data sepiolite, palygorskite and smectite minerals must have been formed by in-situ deposition and independently of each other. During the mineral formation in the basin, salinity, alkalinity and water controlled these factors and mineral formation. Sepiolites were formed in lake margin swamp environments and also partially under humid conditions as a result of Mg and Si enrichment. Al, which originated in the detritic materials transformed into the lake basin, has enabled the formation of palygorskite and smectite minerals. Evaporitic mud flats served as suitable environments for the precipitation of smectite, palygorskite and chlorite. In addition, these minerals were preferentially deposited in the deep lake environment with green mudstone and claystones.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akbulut, A. ve Kadir, S., 2003. The geology and origin of sepiolite, palygorskite and saponite in Neogene lacustrine sediments of the Serinhisar-Acıpayam basin, Denizli, SW Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 51, 279-292.
- Bayhan, E. ve Yalçın, H., 1990. Burdur gölü çevresindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter istifin tüm kayaç ve kil mineralojisi. *M.T.A Dergisi*, 111, 73-87.
- Bellanca, A., Karakaş, Z., Neri, R. Ve Varol, B., 1993. Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine dolomite-evaporite deposit and associated clays (Neogene, Turkey): environmental implication. *Miner. Petrogr. Acta*, XXXVI, 245-264.
- Bilgin, H., 1972. Eskişehir ili kil imkanlarının genel ekonomik prospeksiyon raporu, MTA Rapor No. 4708, Ankara (yayınlanmamış).
- Biscaye, P. E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of American Bulletin*, 76, 803-832.
- Boyraz, S., 2004. Mülk-Demirci Yöresi (Eskişehir-Sivrihisar) Neojen (Üst Miyosen-Pliyosen) Birimlerinin Kil Mineralojisi. A. Ü Fen Bilm. Ens. Yüksek Lisans Tezi, 85 s, Ankara (yayınlanmamış).
- Brindley, G. W., 1980. Quantitative X-Ray Mineral Analysis of Clays: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification. G W. Brindley and G. Brown, editors. Monograph 5, Mineralogical Society, London, 411-438.

- Caillere, S., 1951. Sepiolite. In G. W. Brindley, X-ray identification and structures of clay minerals. Mineral Soc.; London, 224-233.
- Chamley, H., 1989. Clay Formation Through Weathering. Chamley, H. (eds.), Clay Sedimentology, New York, Springer, 21-50.
- Çoban, F., 1993. Geology of the Kayakent (Eskişehir) region and mineralogical investigation of sepiolites in the area. Proc. Geol. Symp. of Suat Erk, 283-289, Ankara Univ. Pres.
- Ece, Ö.I. ve Çoban, F., 1990. Origin and significance of the sepiolite beds and nodules in the Miocene lacustrine basin, Eskişehir, Turkey. International Earth Sciences Congress on Aegean Regions Proceedings I (M.Y. Savaşçın and A. H. Eronat eds), 234-245.
- Ece, Ö. I. ve Çoban, F., 1994. Geology, occurrence, and genesis of Eskişehir sepiolite, Turkey. Clays and Clay Minerals, 42, 81-92.
- Galan, E. ve Ferrero, A., 1982. Palygorskite-Sepiolite clays of Lebriya, Southern Spain. Clays and Clay Minerals, 30, 191-199.
- Galindo, A. L., Aboud, A. B., Hach-Alı, P.F. ve Ruiz, J. C. 1996. Mineralogical and Geochemical Characterization Of Palygorskite From Gabasa (NE SPAIN). Evidence of a detrial precursor: Clay Minerals, 31, 33-44.
- Gençoğlu, H., 1996. Eskişehir-Sivrihisar-Oğlakçı Köyü sepiyolit sahasının ait maden jeolojisi. MTA Rapor No. 9858, Ankara, 33 s. (yayınlanmamış).
- Gençoğlu, H. ve İrkeç, T., 1994. Ankara-Polatlı-Türktaciri sahasının maden jeolojisi. MTA Rapor No. 9487, Ankara, 253 s. (yayınlanmamış).
- Gözler, M. Z., Cevher, F., Ergül, E. ve Asutay, H. J., 1996. Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi. MTA Rapor No. 9973, Ankara (yayınlanmamış).
- Gündoğdu, M.N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. H.Ü. Fen Bilm. Ens. Doktora Tezi, Ankara, 386 s. (yayınlanmamış).
- Isphording, W. C., 1973. Discussion of the occurrence and origin of sedimentary palygorskite - sepiolite deposits. Clays and Clay Minerals, 21, 391-401.
- Jones, B. F. ve Galan, E., 1988. Palygorskite-sepiolite in hydrous phyllosicates (Exclusive of Micas). S. W. Bailey, ed., Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral., 19, 631-674, Washington.
- Kadıoğlu, Y.K., 1996. Anklavların mineral Kimyası ve Petrografik Özelliklerinden Yararlanılarak Kökeninin İncelenmesi: Karakaya (Eskişehir) graniti. SDÜ Müh Sempozyumu, 161-170.
- Kadir, S., Baş, H. ve Karakaş, Z., 2002. Origin of sepiolite and loughlinitite in a Neogene volcano-sedimentary lacustrine environment, Mihalıççık-Eskişehir, Turkey. The Canadian Mineralogist, 40, 1091-1102.
- Karakaş, Z., 1992. Ballıhisar-İlyaspaşa (Sivrihisar-Eskişehir güneyi) yöresinin jeolojik, petrografik ve mineralojik incelenmesi. A. Ü. Fen Bilim. Enst. Doktora Tezi, Ankara, 184 s. (yayınlanmamış).
- Karakaş, Ö., 2006. Sivrihisar-Biçer Cıvarı Neojen (Üst Miyosen) Basenindeki Kil Parajenezlerinin Ortamsal Yorumu. A. Ü Fen Bilm. Ens. Yüksek Lisans Tezi, Ankara, 98 s. (yayınlanmamış).
- Karakaş, Z. ve Varol, B., 1993. Sivrihisar-İlyaspaşa civarı sepiyolitlerinin elektron mikroskop incelemesi. A. Suat Erk Jeoloji Sempozyumu (2-5 Eylül 1991) Bildirileri, 303-310.
- Karakaş, Z. ve Varol, B., 1994. Sivrihisar Neojen basenindeki görsel dolomitlerin petrografisi ve oluşum koşullarının duraylı izotoplar ($S^{18}O-S^{13}C$) yardımıyla yorumlanması. MTA Dergisi, 116, 81-95.
- Karakaya, N., Karakaya, M.Ç., Temel, A., Küpeli, Ş. ve Tunoğlu, C., 2004. Mineralogical and chemical characterization of sepiolite occurrences at Karapınar (Konya Basin, Turkey). Clays and Clay Minerals, 52, 4, 495-509.
- Kıbar, M. Gökten, E., Lünel, T. ve Kadıoğlu, Y.K., 1992. Sivrihisar İntüzif Kompleksi ve Cıvarının Jeoloji ve Petrografisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 7, 78-86.
- Mc Lean, S. A., Allen, B. L., ve Craig, J. R., 1972. The Occurrence of Sepiolite and Attapulgitite on the Southern high plains, Clays and Clay Minerals, 20, 143-149.
- Milton, C. ve Eugster, H. P., 1959. Mineral assemblages of the Green River Formation. In P.H. Abelson, Ed., Researches in Geochemistry, New York, 1, 118-150.
- Moore, D.M. ve Reynolds, R.C., Jr., 1997 X-ray diffraction and the Identification and Analyses of Clay Minerals. Oxford university Pres, Oxford, UK, 378 s.
- Özbaş, Ü., 2001. Mineralogic and geochemical investigation of zeolite and related minerals of Mülk-Oğlakçı region, Sivrihisar. D. E. Ü. Fen Bilm. Ens. Yüksek Lisans Tezi, YÖK Dökümantasyon Merkezi Rapor No:109623.
- Sanchez, C. ve Galan, E. 1995. An Approach to the genesis of palygorskite in a Neogene-Quaternary Continental Basin Using Principal Factor Analysis. Clay Minerals, 30, 215-238.
- Singer, A., 1979. Palygorskite in Sediments Detrial, Diagenetic or Neoformed. A Critical Review: Geol. Rund., 68, 996-1008.
- Singer, A ve Galan, E., 1984. Palygorskite-Sepiolite: Occurrence, Genesis and Uses. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 352 s.
- Singer A., 1989. Palygorskite and sepiolite group minerals. In Minerals in Soil Environments (J.B. Dixon and S.B. Weed, eds). Soil Society of America, Inc., 829-872.

- Sirocko, F. ve Lange, H., 1991. Clay mineral accumulation in the Arabian Sea during late Quaternary. *Marine Geology*, 97, 105-119.
- Starkey, H.C. ve Blackmon, P.D., 1979. Clay mineralogy of Pleistocene lake Tecopa, Inyo County, California. *Geological Survey Professional Paper* 1061, 34 s.
- Suarez, M., Armenteros, I., Navarrete, J. ve Martin Pozas, J. M., 1989. El Yacimiento de Palygorskita de Bercimuel genesis y Propiedades Tecnológicas: *Studia Geol.*, 26, 27-37.
- Tardy, Y., Paquet, H. ve Millot, G., 1970. Trios modes de genese des montmorrillonites dans et les sols. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 397-412.
- Temel, A., 2001. Post-collisional Miocene alkaline volcanism in the Oğlakçı Region, Turkey: Petrology and geochemistry. *International Geology Review*, 43, 640-660.
- Türkbeş, S. P., 2005. Sazılar (Polatlı) yöresindeki Neojen yaşlı sedimanter birimlerin mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 86 s (yayınlanmamış).
- Velde, B., 1985. Clay Minerals. A Physico-chemical explanation of their occurrence. *Developments in Sedimentology*, 40, Elsevier, Amsterdam, 427 s.
- Verrecchia, E. P. ve Le Coustumer, M. N., 1996. Clay Minerals. Occurrence and genesis of palygorskite and associated clay minerals in a Pleistocene calcrete complex, Sae Boqer, Negev Desert, Israel. *Clay Minerals*, 31, 183-202.
- Yalçın, H., ve Bozkaya, Ö., 1995. Sepiolite-palygorskite from the Hekimhan region (Turkey). *Clays and Clay Minerals*, 43, 705-717.
- Yenişol, M., 1992. Yenidoğan (Sivrihisar) sepiyolit yatağının jeolojisi, mineralojisi ve oluşumu. *MTA Dergisi*, 114, 71-84.
- Yenişol, M., 1993. Sivrihisar'da (Eskişehir) sedimanter-diyajenetik oluşumlu yeni bir lületaşı türü. *MTA Dergisi*, 115, 81-90.
- Weaver, C. E., 1989. Clays, Muds and Shales. Development in sedimentology, 44. Elsevier. Amsterdam-Oxford-New York- Tokyo, 819 s.
- Weaver, C. E. ve Beck, K. C., 1977. Miocene of the S. E. United States: A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment, *Sedimentary Geology*, 17, 1-234.

Makale Geliş Tarihi : 16 Kasım 2006

Kabul Tarihi : 9 Ocak 2007

Received : *November 16, 2006*

Accepted : *January 9, 2007*



**Polatlı-Sivrihisar Neojen Havzası Üst Miyosen Evaporitlerinin Jeokimyasal ve Jeostatistiksel İncelemesi
(Demirci Köyü, KD Sivrihisar-İç Anadolu)**

Geochemical and Geostatistical Investigation of Upper Miocene Evaporites in the Polatlı-Sivrihisar Neogene Basin (Demirci Village, NE Sivrihisar; Central Anatolia, Turkey)

Pelin GÜNGÖR YEŞİLOVA Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 Kampüs, Van / pelingungor@yyu.edu.tr
Erdoğan TEKİN Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Tandoğan, Ankara

ÖZ

Polatlı-Sivrihisar Neojen Havzasındaki Üst Miyosen yaşlı Sakarya formasyonu Jips Üyesi, beş farklı alt litofasiyesle temsil olur. Bunlar; a) masif yapılı ikincil jipsler, b) laminalı birincil anhidritler, c) breşik-nodüler yapılı ikincil jipsler, d) kırıntılı jipsler (jipsarenitler) ve e) şevron yapılı selenitik jipsler'dir. Bunlardan masiv jipslerdeki demirli-manganlı ara bantlar ile seyrek elementer kükürt kristallenmeleri ve laminalı birincil anhidritlerdeki stromatolitik alg yaygınları oluşum mekanizmaları açısından oldukça önemlidirler. Bu alt fasiyeslere ait farklı mineralleşme tiplerini karakterize eden jips-anhidrit örneklerinin jeokimyasal ve jeostatistiksel açıdan değerlendirilmesi, bunların oluşumlarına kökensel bir ön yaklaşım sağlamıştır. Bunun için 24 adet farklı tipteki örneğin 13 adet ana oksit, 15 adet eser element ve 13 adet nadir toprak elementi analizi sonuçları üzerinde; element çiftlerine özgü korelasyon katsayı hesaplamaları ile istatistiksel grafik çizimleri yapılmıştır. Bu jeostatistiksel çalışmalar sonucunda üç ana grup element birlikteliği belirlenmiştir. Bunlardan birinci grup; SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Rb, ΣFe₂O₃, MgO, MnO, As, V, TiO₂, P₂O₅, Zr, Zn, Ni, Co ve Cu ile ikinci grup; Ba, Sr, Mo, Pb, W, F, Au ve Na₂O ve üçüncü grup; CaO ve SO₃ element birliktelikleridir. Bu birlikteliklere göre, evaporitler içerisinde yoğun diyajenetik kil mineral sıvamaları ve/veya dolguları ile karbonatlaşmaların bulunduğu saptanmıştır. Diğer yandan jeokimyasal analizlerdeki eser element değerlerinin, evaporitik playa göl çökeltme ortamı jeokimyası değerlerinden yüksek olduğu gözlenmiştir. Bunun nedeni olarak; Üst Miyosen paleo gölünün evaporitleşme sırasında zemin-tatlı su girişlerine, kısa periyotlarla değişebilen iklimsel şartlara (kuraklık ve yağış gibi), gölün izole olmuş alanlarında gelişen sınırlı indirgeyici ortam koşullarına ve depolanma sonrası etkin olan hidrotermal çözeltilere bağlı olduğu düşünülmektedir.

Üst Miyosen yaşlı Sakarya Formasyonu Jips Üyesine ait evaporitlerin jeokimyasal ve jeostatistiksel değerlendirmesinde bunların; paleo iklimsel koşulların, dönemsel karasal volkanizmanın, depolanmayla eş zamanlı tektonizmanın ve farklı litolojilere (silisiklastik ve karbonatik gibi) sahip depolanma sistemlerinin etkin olarak geliştiği playa gölü kompleksinde çökelindiği belirlenmiştir.

Anahtar Sözcükler : Jips, Anhidrit, Ana ve Eser Elementler, Cluster Analizi, Polatlı-Sivrihisar, Türkiye.

ABSTRACT

The gypsum member of the upper Miocene aged Sakarya formation in the Polatlı-Sivrihisar Neogene basin is represented by five different sub-lithofacies. These are: a) secondary massive gypsums b) primary laminated anhydrite c) secondary laminated brecciated-nodular gypsum d) clastic gypsum (gypsum arenite) and e) chevron selenitic gypsum. Among these, massive gypsum with iron-manganese bands separated by sparse sulphur crystals and primary laminated anhydrite with algal stromatolithic structures are important in respect of their formation mechanisms. The geochemical and geostatistical evaluation of different minerallization types from gypsum-anhydrite samples of these sub-facies provide evidence of their possible source of origin. For this purpose 24 samples of different types including 13 major oxides, 15 trace elements and 13 rare earth elements were analyzed and from these results the correlation coefficient values for couple elements were determined and statistical graphics were prepared. After these geostatistical studies, three main groups of elements were identified. Among these: Group-I comprised SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Rb, $\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO, MnO, As, V, TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Zn, Ni, Co and Cu, Group II comprised Ba, Sr, Mo, Pb, W, F, Au and Na_2O and Group III comprised CaO and SO_3 combinations. These combinations commonly show excessive vug-filling diagenetic clay minerals and/or carbonization within evaporites. On the other hand, the results of geochemical analysis of trace elements show higher values than the chemistry of evaporitic playa lake sedimentary environments. The reasons for these high values are considered to be: the fact that during the evaporation process the upper Miocene paleolake was under the influence of fresh ground water input, variation in climatic conditions for a short period of time (like dryness and wetness), limited reducing environmental conditions in isolated parts of the lake and post depositional hydrothermal dissolution.

The geochemical and geostatistical evaluation of upper Miocene evaporites of the gypsum member of Sakarya formation have identified that these evaporites were deposited in a playa lake complex with different depositing lithologies (siliciclastics and carbonates) which were affected by paleoclimatic conditions, periodic terrestrial volcanism and syn-sedimentary tectonics.

Keywords: Gypsum, Anhydrite, Major and Minor elements, Cluster Analyze, Polatlı-Sivrihisar, Turkey.

GİRİŞ

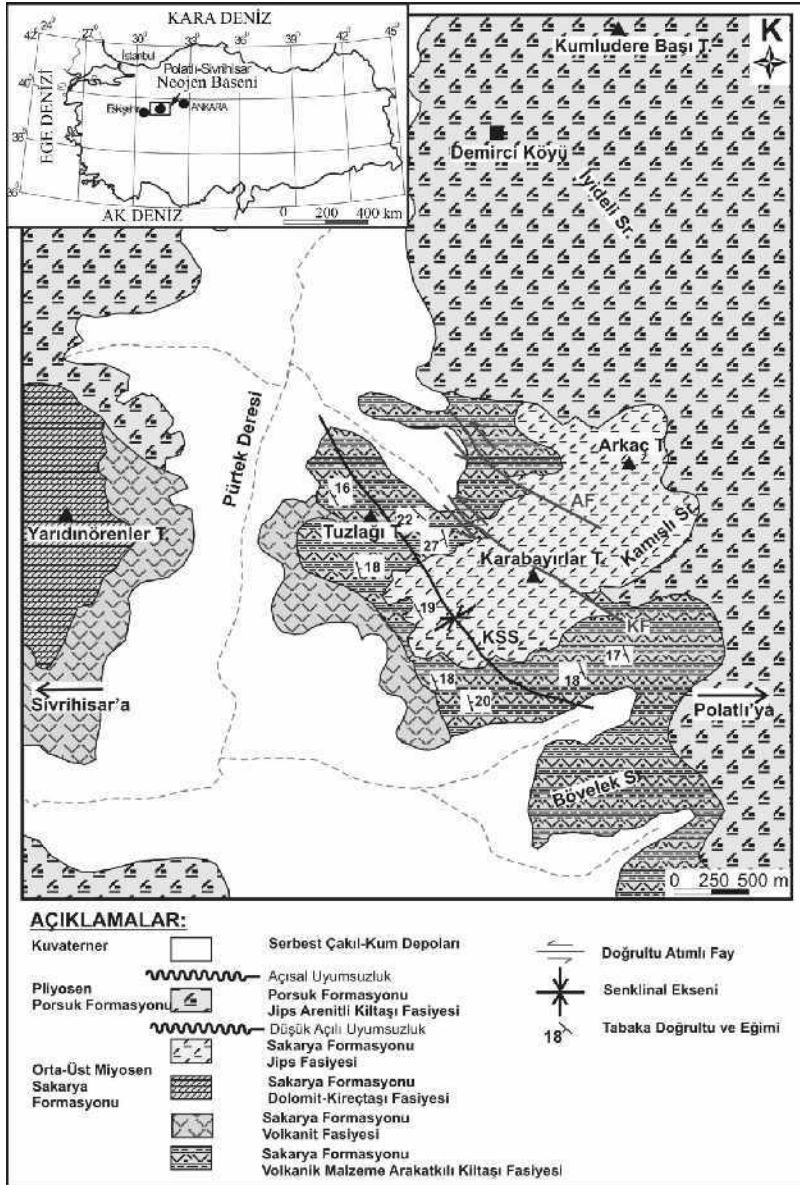
Akdeniz kuşağı ülkelerinde özellikle Tersiyer döneminde yaygın evaporit oluşumları vardır (Hsü vd., 1973; Playa vd., 2000; Rouchy ve Caruso, 2006). Ülkemizde ise bilhassa İç Anadolu Tersiyer havzalarında (Sivas, Çankırı-Çorum, Ereğli-Ulukışla, Tuzgölü, Haymana-Polatlı ve Beypazarı gibi) denizel ve gölsel kökenli yaygın evaporit mostraları bulunmaktadır (Baysal and Ataman, 1980; Derman, 1980; Karadenizli, 1995; Karakaş ve Varol, 1994; Oktay, 1982; Palmer et al., 2004; Tekin, 1995; Varol vd., 2000 ve Varol vd., 2002 vb. gibi). Dünyada gölsel havzaların stratigrafisi, sedimentolojisi ve jeokimyası üzerine çok sayıda çalışma yapılmıştır. Bilhassa bu alanlardaki birimlerin depolanma özellikleri, yanal ve düşey fasiyes değişimleri, diyajenez özellikleri ve buna bağlı olarak oluşan evaporit ve karbonat mineral oluşumları ayrıntılı olarak pek çok çalışmada incelenmiştir (Bain, 1990; Calvo vd., 1989; Cody, 1991; Cody ve Cody, 1998; Hardie ve Eugster, 1971;

Hardie, 1984; Holiday, 1970; Krauskopf ve Bird 1995; Magee, 1991; Ogniben, 1955; Orti, 1976; Orti vd., 2002; Orti et al., 2007; Palmer vd., 2004; Sinha ve Raymahashay, 2004; Sonnenfeld; 1984; Usdowski, 1973; Yağmurlu ve Helvacı, 1994; vb. gibi).

Orta Anadolu Neojen havzaları içerisinde oldukça geniş bir yayılıma sahip olan Polatlı-Sivrihisar havzası; Miyosen öncesi temel kayalar (mağmatik ve metamorfik) üzerinde gelişen Miyos-Pliosen evaporitik gölüne ait oldukça kalın klastik, karbonat ve evaporitik bir istif ile temsil olunur. Bu istifin Orta-Üst Miyosen devrini temsil eden bölümü Sakarya Formasyonu olarak adlandırılır ve alttaki birimlerle uyumsuz ilişkilidir (Gözler vd., 1996). İnceleme alanında bu formasyonun evaporitik karakterli bölümü Varol vd., (2003 ve 2005) tarafından Sakarya Formasyonu Jips Üyesi olarak adlandırılmış olup; yaklaşık kalınlığı 100 metre civarında ve olası yaş konağı da Üst Miyosen'dir (Şekil 1). Bölgedeki evaporitler ve ekonomik kil

mineralleşmeleri uzun yıllardır endüstriyel amaçlı kullanımlar için işletilmektedirler. Bu nedenle havzadaki evaporitli gölsel serilerin ayrıntılı sedimentolojik ve jeokimyasal özellikleri henüz tam olarak aydınlatılmamıştır. Çünkü yapılan önceki çalışmalar; Orta Sakarya bölgesinin jeolojik evrimi, stratigrafisi ile çalışma alanı ve yakın çevresinde açığa çıkan kil ağırlıklı endüstriyel minerallerin jeolojisine ve ekonomik potansiyeline yöneliktir (Gençoğlu ve İrkeç, 1994; Gençoğlu, 1996; Gözler vd., 1996; Karakaş, 1992; Karakaş ve Varol, 1994; Temel, 2001;

Umut ve Acarlar, 1991; ve Weingart ve Erol, 1954; gibi). Bu çalışma ise; arazi gözlemleri, petrografik ve mineralojik bulgular çerçevesinde seçilen jips ve anhidritlerin ana oksit, eser element ve nadir toprak element analizi çalışmalarını kapsayan ve sonuçların da jeostatistiksel açıdan değerlendirildiği bir çalışmadır. Böylece bu çalışmayla; güneydeki Haymana-Polatlı ve kuzeydeki Beypazarı Tersiyer havzaları ile aynı çökel sistemlerinin ürünü olan evaporitlerin, oluşum koşulları kökensel açıdan yorumlanacaktır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru ve 1/25.000 ölçekli sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Gözler vd.1996'dan değiştirilmiştir).
Figure 1. Location map and 1/25000 scaled simplified map of the study area (Modified from Gözler et al. 1996)

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanındaki Üst Miyosen yaşlı Sakarya formasyonu Jips Üyesini temsil eden beş farklı alt litofasiyese ait evaporit kayaç örneklerinin öncelikle petrografik incelemeleri yapıldı. Bunun için evaporitlere yönelik özel ince kesit hazırlama teknikleri olan peel-asetat ve araldit ile soğuk yapıştırma tarzındaki yöntemler (Mandado ve Tena, 1985) kullanıldı (A.Ü. Müh. Fak. Jeo. Müh. Böl. İnce Kesit Lab.). Daha sonra masiv jipslerin mineralojik karakterlerinin tayini için tüm kayaç X-ışınları difraktometresi (XRD) çalışmaları Rigaku Gelgerflex D/D Max-Q/2QWC model cihazda (MTA MAT Analizleri Lab.da) gerçekleştirildi. Elde edilen diyagramlar A.S.T.M (1972) tablolarına göre değerlendirildi. Bu ayrıntılı petrografik ve mineralojik çalışmalar sonucu belirlenen farklı tipteki jips-anhidrit örneklerinden 24 tanesi, agat havanda öğütülerek 250 mesh'lik elekten geçirilip toz haline getirildi. Daha sonra bunların jeokimyasal analizleri (ana oksit, eser element ve nadir toprak elementi analizi) Kanada Acme Lab. da, ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectroscopy) ve XRF (X-ışınları Floresans) analizi yöntemi 0200 rm Sample By Liboz Fusion cihazıyla Norrish ve Chappel (1977)'e göre yanmadaki yitim hesaplanarak yapıldı. Böylece elde edilen jeokimyasal verilerin jeostatistiksel değerlendirmesinde bilgisayarda faktör analizleri için "Stratigraphics 5.1" ve cluster analizleri için ise "Minitab 14" paket programları kullanıldı ve gerekli grafikler hazırlandı.

JEOLJİK KONUM

Polatlı-Sivrihisar Neojen Havzası istifleri göl ortamında çökelen; volkanik, volkaniklastik silisiklastik, karbonat ve evaporitik kayaçlar ile temsil olur. Tektonizma, eski iklimsel değişimler, volkanizma ve paleocoğrafya gibi faktörler bu kayaç gruplarının bir veya birkaçının göl ortamında istifler içerisinde ardalınlı şekilde depolanmasını sağlamıştır. Alt-Orta Miyosen'de etkili olan volkanizma; bazaltik-andezitik lav, volkaniklastik ve volkanik malzemenin alterasyon ürünü olan kilaşlarının oluşumuna kaynak sağlamıştır. Buna karşın Üst Miyosen-Pliyosen zaman sürecindeki evaporit ağırlıklı göl çökelleri; yer yer çeşitli kalınlıkta çamurtaşı, kireçtaşı, dolomit ve silisiklastik kayaçlarla birlikte depolanmıştır. Bu istif Gözler vd.,

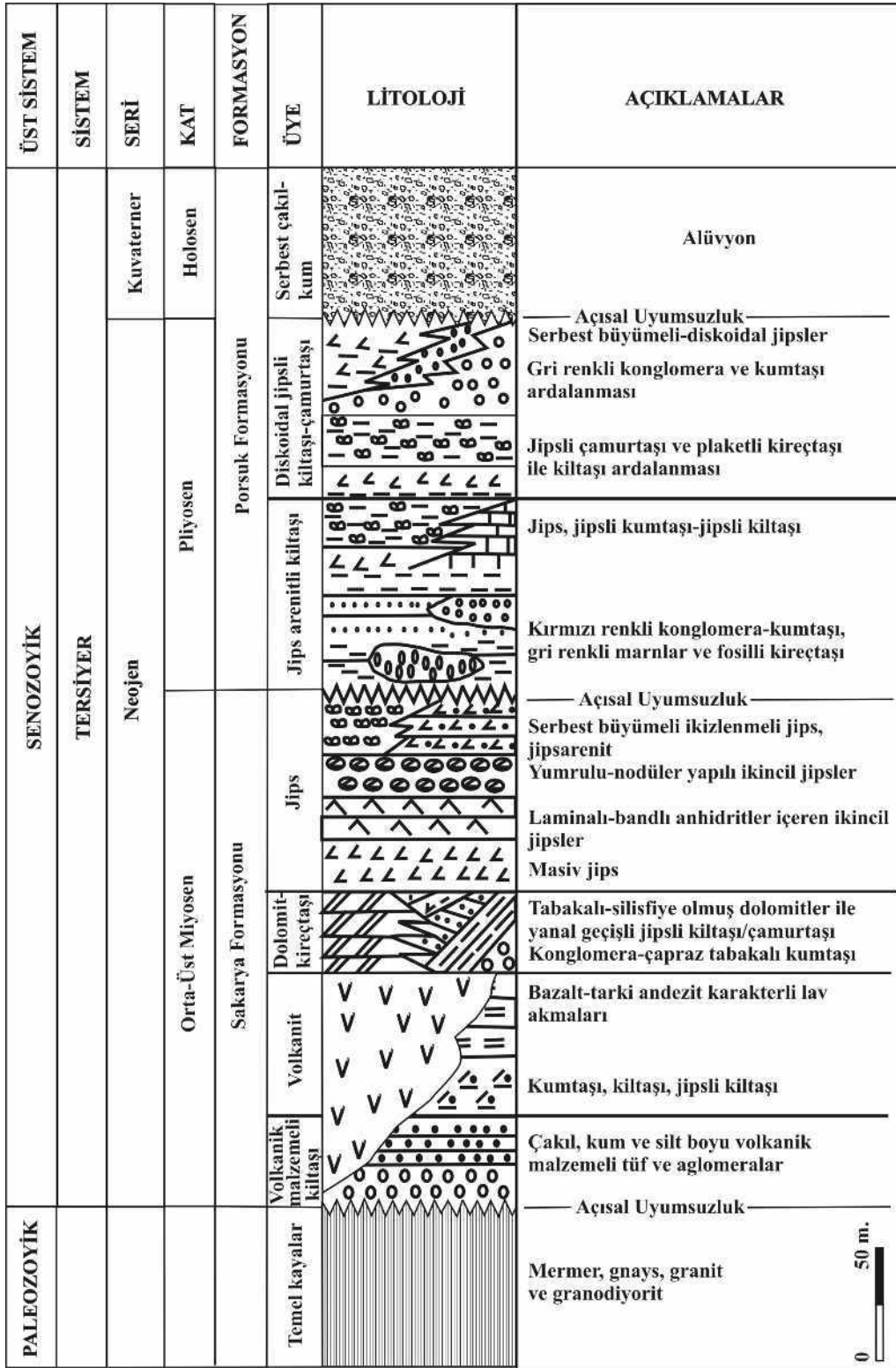
(1996) tarafından Sakarya formasyonu (Orta-Üst Miyosen) ve Porsuk formasyonu (Pliyosen) olarak adlandırılmıştır. Demirci Köyü güneyi (KD Sivrihisar) Karabayırlartepe tip kesiti bu istifin depolanma modelinin en iyi görüldüğü yerlerden biridir. Bu zaman süreci içerisinde alttan üste doğru kalınlıkları, litolojik ve sedimantolojik karakteristikleri farklı dört depolanma paketi oluşmuştur (Aydoğdu, 2004; Varol vd., 2003 ve 2005) (Şekil 2). Bunlar, aşağıda sırasıyla tanımlanmıştır.

a) Volkanik-volkaniklastik taban seviyesi üzerine düşük açılı bir uyumsuzlukla gelen ve ilk depolanma paketini oluşturan toplam 15 metre kalınlığındaki istif; kalın kanallı konglomera, çapraz tabakalı kumtaşı - çamurtaşı ve ince jips ara bantlı olup, bunlar silisiklastik göl ortamında depolanmışlardır.

b) Bunu üzerleyen 2. depolanma paketi istif toplam 12 metre kalınlıklı olup; paketi diğer litolojik birimleri ise bireysel jipsli (diskoidal ve kıvrımlı kuyruğu ikizlenmeli serbest büyümelikli jipsler), karbonat çamurtaşı, dolomitik kireçtaşı ve çok iri (10-30 cm boyunda) selenit kristalli çamurtaşıdır. Bu depolanma paketi kurusığ göl ortamı koşullarını yansıtır.

c) 3. depolanma paketi 60 metre kalınlıklı olup; yer yer tabakalı silisifiye olmuş dolomit, dolomitik kireçtaşı, jipsarenit, bireysel jips kristalli çamurtaşı ardalınlı şekilde oluşmuştur. Diğer depolanma paketlerine göre göreceli olarak daha derin göl ortamı yansıtır.

d) Bu çalışmaya konu olan ve jeokimyasal çalışmaların yapıldığı toplam 80 metre kalınlığındaki 4. depolanma paketi; orta-kalın tabakalı, orta-iri kristalli ve genellikle saf jipsli seviyelerden meydana gelir. Sakarya formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan bu istif; yanal ve düşey yönde fasiyes değişimleri gösterir ve yer yer de kil-karbonat matriksli ara bantlar ile stromatolitik laminalı birincil anhidrit ara zonları içerir. Bunların inceleme alanında en iyi görüldüğü yer ise, Karabayırlar Sırtı Tepe ile bu tepenin civarında bulunan jips ocağı yarımlarıdır. Buradaki jipsler beyaz, gri, kahverengi renkli; bazı yerlerde taneli/kırıntılı yapıda (kum boyutunda oldukları için "jipsarenitler" olarak adlandırılır; Warren, 1999), çapraz tabakalı ve yer yer de yumrulu-breşik yapıda görülmektedir. Yumruların çapı yaklaşık 50-70 cm arasında değişmektedir. Tüm bu evaporitik depolanma paketi tipik olarak göl ortamı karakterize eder.



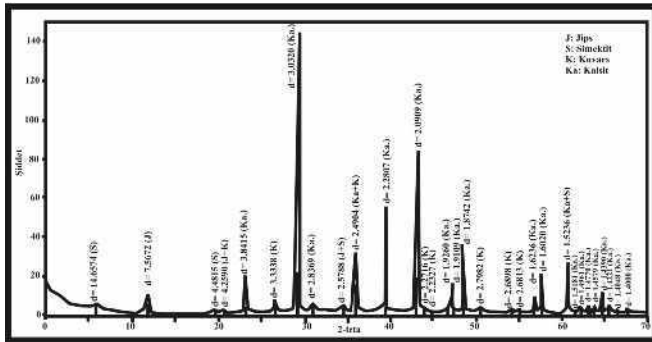
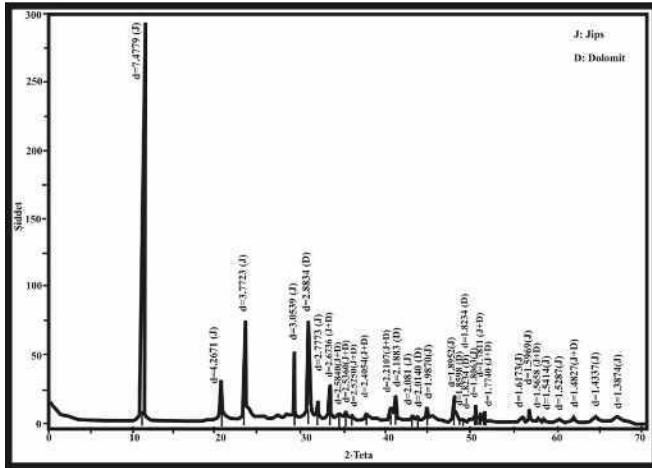
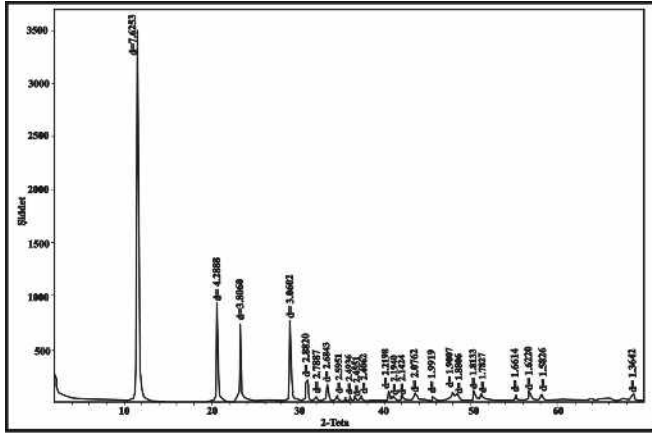
Şekil 2. İnceleme Alanının Genelleştirilmiş Stratigrafik Dikme Kesiti (Gözler vd., 1996 ile Aydoğdu, 2004' den değiştirilmiştir)
Figure 2. Generalized columnar section of study area (Modified from Gözler et al., 1996 and Aydoğdu, 2004)

MİNERALOJİK ÇALIŞMALAR

Çalışma alanındaki Sakarya Formasyonu Jips Üyesinin önemli bir bölümünü oluşturan ve arazide geniş yayılma sahip masiv jipslere ait toz örneklerin X-Işınları Difraktometresindeki (XRD) tüm kayaç analizleri sonucu bunların; i) saf jips, ii) karbonatlı jips ve iii) killi jips olmak üzere başlıca üç mineralojik

bileşim sergilediği belirlenmiştir. Sonuçta saf jips örneklerinin X-Işınları Difraktogramlarında 7.625 Å olan çok şiddetli bir piki gözlenmiştir (Şekil 3a). Bununla birlikte jips minerali için tipik olan diğer pikler de 4.288 Å, 3.806 Å, 3.069 Å'daki (021), (130, 040), (041), (150, 220) yansıma yüzeylerine aittir. Karbonatlı jipslerin mineralojik tanımlamalarında ise dolomit mineralleri gözlenmiştir. Dolomite ait piklerin en şiddetlisi 2.88 Å'dır. Diğer dolomit pikleri ise 2.188 Å, 2.014 Å, 1.858 Å'dır. Ayrıca bazı difraktogramlarda jips+dolomit ve saf jips veren pikler de bir arada bulunmaktadır (Şekil 3b). Çalışma alanındaki bu karbonatlı jipsler Sakarya Formasyonu Jips Üyesi (Sj) içerisinde açılan "Batı Yarması"nda yoğun olarak görülmektedir. Diğer yandan Karabayırlar tepe "Güney Yarması"ndaki masiv jipslerde yaygın kil sıvımları ve/veya dolguları izlenmiştir. Bunların mineralojik tanımlamaları için çekilen difraktogramda 14.657 Å, 4.481 Å'lardaki simektit türü killerin olduğu gözlenmiştir. Bununla birlikte 3.841 Å, 2.280 Å, 2.090 Å, 1.926 Å, 1.874 Å'lardaki kalsit minerali için tipik olan diğer pikler de bu grup içerisinde belirlenmiştir (Şekil 3c).

Tüm kayaç XRD çalışmalarına ilaveten evaporitlerin mineralojisine yönelik olarak; Karabayırlartepe jips ocağının Batı ve Güney yarmasında tipik olarak izlenen masiv jipslerdeki hidrotermal alterasyon arazonlarından alınan örneklerin parlatma kesit incelemelerinde olası 50-80°C arası sıcaklık koşullarını işaretleyen (Dr. Y.K. Kadioğlu ile sözlü görüşme, 2005) limonit, bakteriyel kökenli pirit, detritik mangan ve hematit mineral parajenezleri de saptanmıştır.



Şekil 3a. Saf jipse ait XRD
Figure 3a. XRD of pure gypsum

Şekil 3b. Karbonatlı jipslerin XRD
Figure 3b. XRD of carbonaceous gypsums

Şekil 3c. Jipsli çamurtaşının XRD
Figure 3c. XRD of gypsum with mudstone

JEOKİMYA

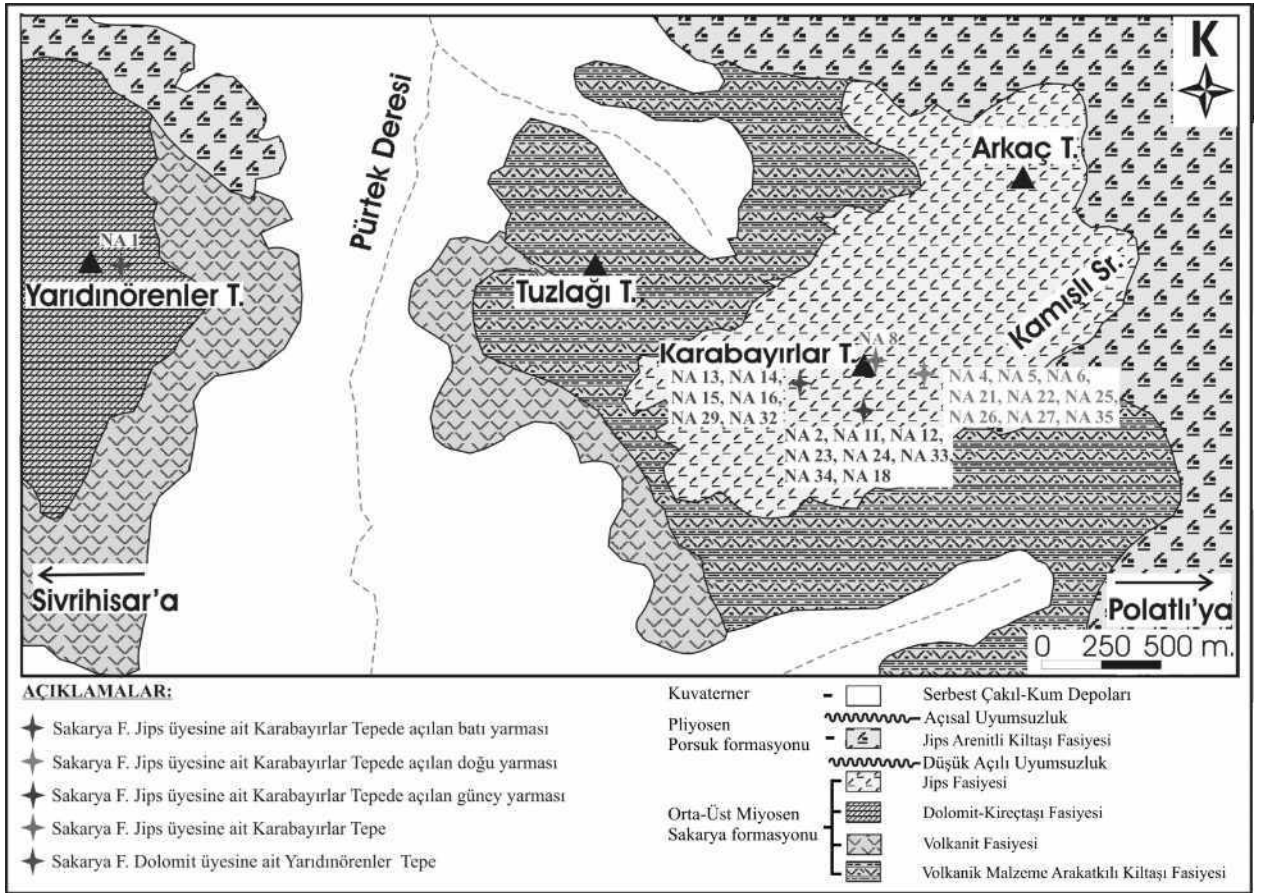
Orta-Üst Miyosen yaşlı Sakarya formasyonu Jips Üyesi alt fasiyeslerinin tipik olarak izlendiği Karabayırlartepe'de açılan jips ocağı yarmalarından petrografik-mineralojik çalışmalarla seçilen ve farklı mineralleşme tiplerini (merceksi-yumru, mikrokristalen dokulu masiv ve hidrotermal alterasyonlu jips gibi) karakterize eden 24 adet evaporit (jips-anhidrit) numunesi üzerinde ana oksit, eser element ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Bu analizler 13 ana oksit, 15 eser element ve 13 nadir toprak elementinden oluşmaktadır.

Evaporitlerin Kimyasal Analizleri

Amaca yönelik olarak seçilen değişik türdeki 24 adet jips-anhidrit örneğinin analizleri sonucunda ana

oksitler; SiO_2 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 ve P_2O_5 , eser elementler; Ba, Co, Ni, Rb, Sr, V, W, Zr, Mo, Cu, Pb, Zn, As, Au ve F, nadir toprak elementleri; La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm ve Yb olarak belirtilmiştir. Jeokimyasal analizler için seçilen kayaç örneklerinin ayrıntılı litolojik tanımlamaları ile bu kayaç örneklerinin çalışma alanında alındığı yerlere ait örnek dağılım haritası Çizelge 1 ve Şekil 4'te gösterilmiştir. Bunlarla beraber ana elementlerin değerleri % de olarak, eser elementler ve nadir toprak element değerleri ise ppm. cinsinden verilmiştir (Çizelge 2, 3 ve 4). Ayrıca ana oksit, eser ve nadir toprak elementlerine ait minimum-maksimum değerler, ortalama değerler ve standart sapmalar Çizelge 5'te gösterilmiştir.

Sülfatlı örneklerin ana oksitleri nicel açıdan değerlendirildiğinde SO_3^{2-} içeriğinin hemen hemen



Şekil 4. Çalışma alanına ait jeokimyasal analizi yapılan kayaçların örnek dağılım haritası
Figure 4. Sample distribution map of geochemically analysed rocks of study area

bütün örneklerde birbirine yakın değerlere sahip bir alan içinde dağılım sergilediği gözlenmektedir (Çizelge 2). Jips ve anhidrit örneklerinde SiO_2 ve Al_2O_3 değerlerinin Çizelge 2'deki miktarlarda ve birbirleriyle uyum halinde olması ortamda diyajenetik kil mineral dolguları veya sıvamaları olabileceğini işaretlemektedir. $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ miktarının bazı jips-anhidrit örneklerinde deteksiyon limitinin altında çıkması Ünlü ve Stendal, (1989)'a göre, bu jips anhidrit örneklerinin hidrotermal çözeltilerden etkilenmemiş olabileceğini düşündürmektedir. MgO içeriğinin de $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ 'teki gibi aynı örnekler için birbirine benzer fakat daha yüksek miktarda değiştiği gözlenmiş olup, bu durum evaporitler içerisinde yer yer karbonatlaşma-dolomitleşmelerin olduğuna işaret etmektedir. MgO ve Na_2O değerlerinin K_2O 'ya göre yüksek değerlerde olması, Emelyanov and Shimhus (1986)'a göre hidrotermal çözeltilerin kaynak kayacının kısmen nötr-bazik karakterli bir volkanik kayaç olduğuna işaret etmektedir.

Eser elementlerden olan Sr, Ba, Cu, Pb, Zn, Ni, Au, Zr, V, As ve F element değerleri özellikle bazı jips-anhidrit kayaç örneklerinde oldukça yüksek değerlerde çıkmıştır. Bu yüksek anomaliler; evaporitleşme sırasında göl suyunun mineralojik-jeokimyasal karakterlerinin farklı bölgelerde (göl kıyısı, göl düzlüğü ve derin göl alanı gibi) değişik faktörlerin (hidrotermal eriyiklerin, zemin-yüzey suyunun ve sınırlandırılmış-kapalı indirgeyici ortam koşullarının vb. gibi) kontrolü altında olduğunu işaretlemektedir. Ayrıca As'nin bu kadar geniş aralıklarda yayılması ve yüksek değerlerde olması izole olmuş indirgeyici bataklık ortamı koşullarını temsil etmektedir (Emelyanov and Shimhus, 1986, Tekin ve Varol 1993, Tekin vd. 1994). Buna göre arazi çalışmalarında izlenen stromatolitik yapıli birincil ince anhidrit laminaları-bantları ile yüksek değerdeki As arasında ortamsal açıdan doğrudan bir ilişki vardır. Ayrıca jips-anhidrit örneklerinin Sr içeriklerinin 178,10 ppm ile 3336,30 ppm arasında yüksek oranlarda değişmesi, göl ortamlardaki evaporit

oluşumlarının Sr içeriklerine göre oldukça dikkat çekicidir. Normalde karasal evaporit ortamlarında Sr değerleri en fazla 50-500 ppm'i geçmemekte (Krauskopf ve Bird 1995); denizel ortamlarda ise genelde yaklaşık 1000 ile 5000 ppm arasında değişmektedir (Emelyanov ve Shimhus 1986, Hasselöv vd. 1999). Bu değerler bize denizel ortamı işaretlese de, arazi çalışmalarındaki stratigrafik fasiyes ilişkileri ile jips-anhidritlerin petrografik ve mineralojik özellikleri inceleme alanının flüvyal-gölsel sistemde depolanan istifleri içeren bir evaporit ortamı olduğunu açıkça göstermektedir. Böylece Sr değerlerinin 3336 ppm'e kadar yüksek olmasının nedeni Tekin vd., (1998)'e göre; volkanik faaliyetten dolayı aktif olan hidrotermal eriyiklerin çevredeki temel ve karbonat-evaporitik kayaçları yıkaması ile anhidrit-jips (dehidratasyon-rehidratasyon) dönüşümleri sonucu açığa çıkan Sr'ca zengin eriyiklerin, evaporitlerin kristal kafesleri içerisinde muhtemelen sölestin mineral kapanımlarını veya stronsiyanit mineralleşmelerini oluşturmasıdır. Bu elementlerin dışındaki F iz elementi sadece 6 örnek için yapılmış ve 10 ppm ile 70 ppm arasında önemli ve yüksek değerlerde çıkmıştır. F elementi Baysal ve Ataman (1979)'a göre, göl ortamlarındaki evaporitlerde 50 ppm değerini geçmemektedir. Ancak NA.34 örneğinde 50 ppm'in üstünde (70 ppm gibi) olması bu anomalinin yine Baysal and Ataman (1979)'ın çalışmasına göre hidrotermal eriyiklerin varlığını yansıtmaktadır.

Diğer yandan jeokimyasal çalışmalarda La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm ve Yb gibi nadir toprak elementlerinin örneklerin yaklaşık tamamında deteksiyon limitinin altında çıktığı; yalnızca birkaç örnekte çok küçük değerler sergilediği görülmüştür. Bunun nedeni inceleme alanının batısında bulunan Yunusemre ilçesi civarındaki ofiyolitik kayaçlarda çok fazla bulunan nadir toprak elementlerinin yüzey sularıyla taşınarak bölgedeki evaporitlerin içerisine yerleşmiş olabileceğidir.

| Sıra No | örnek no | Tanımlaması | Alındığı yer |
|---------|----------|--|--|
| 1 | NA 1 | Disköoidal jips kristal kapanması içeren dolomit | Dolomit üyesine ait Yaradınörenele: T. |
| 2 | NA 2 | Laminah Anhidrit | Güney Yarması |
| 3 | NA 4 | Jips kristal kapantlı anhidrit | Doğu Yarması |
| 4 | NA 5 | Beyaz renkli masiv jips | Doğu Yarması |
| 5 | NA 6 | Hidrotermal alterasyonlu anhidrit | Doğu Yarması |
| 6 | NA 8 | Sevror yapılı jips | Güney Yarması |
| 7 | NA 11 | Beyaz renkli masiv jips | Güney Yarması |
| 8 | NA 12 | Masiv anhidrit | Güney Yarması |
| 9 | NA 13 | Masiv anhidrit | Batı Yarması |
| 10 | NA 14 | Laminah anhidrit | Batı Yarması |
| 11 | NA 16 | Anhidritleşmiş jips | Batı Yarması |
| 12 | NA 18 | Elementer kükürt kristalli masiv jips | Batı Yarması girişi |
| 13 | NA 21 | Masiv jips | Doğu yarması |
| 14 | NA 22 | Bağırsağımsı yapılı anhidrit | Doğu Yarması |
| 15 | NA 23 | Serbest büyümelili iri jips kristalleri | Güney Yarması |
| 16 | NA 24 | Masiv anhidrit | Güney Yarması |
| 17 | NA 25 | Stramatoolitik yapılı bantlı anhidrit | Doğu Yarması |
| 18 | NA 26 | Nodüler jips-anhidrit | Doğu Yarması |
| 18 | NA 27 | Arenitik yapılı masiv jips | Doğu Yarması |
| 20 | NA 29 | Masiv anhidrit | Batı Yarması |
| 21 | NA 32 | Beyaz renkli masiv jips | Batı Yarması |
| 22 | NA 33 | Jipsarenit | Güney Yarması |
| 23 | NA 34 | Hidrotermal alterasyonlu jips | Güney Yarması |
| 24 | NA 35 | Hidrotermal alterasyonlu jips | Doğu Yarması |

Çizelge 1. Örnek tanımlamaları ve alındıkları yerler
Table 1. Sample definitions and locations

| Ö No | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | ΣFe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | MnO | CO ₂ ⁻ | SO ₃ ⁻ |
|------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|------------------------------|------------------------------|
| NA1 | 6,37 | 1,26 | 5,07 | 10,47 | 33,20 | 0,13 | 0,29 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 28,90 | * |
| NA2 | 1,19 | 0,19 | 0,19 | 1,01 | 33,10 | 0,10 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 41,70 |
| NA4 | 0,22 | 0,03 | 0,05 | 0,15 | 34,23 | 0,12 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 42,90 |
| NA5 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 34,10 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 43,50 |
| NA6 | 0,39 | 0,03 | 0,70 | 0,05 | 34,70 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 42,90 |
| NA8 | 0,39 | 0,07 | 0,28 | 0,09 | 34,40 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 42,71 |
| NA11 | 0,14 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 33,60 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 42,90 |
| NA12 | 0,80 | 0,20 | 0,14 | 0,06 | 34,40 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 41,50 |
| NA13 | 0,91 | 0,3 | 0,13 | 0,33 | 33,20 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 43,60 |
| NA14 | 1,05 | 0,22 | 0,20 | 0,07 | 33,40 | 0,03 | 0,07 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 43,50 |
| NA16 | 0,22 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 32,62 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 45,25 |
| NA18 | 0,14 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 33,33 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 44,66 |
| NA21 | 0,27 | 0,03 | 0,04 | 0,41 | 34,21 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 42,22 |
| NA22 | 0,68 | 0,08 | 0,08 | 0,87 | 33,58 | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 41,26 |
| NA23 | 0,48 | 0,11 | 0,05 | 0,50 | 32,49 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 43,46 |
| NA24 | 0,17 | 0,16 | 0,09 | 0,08 | 32,65 | 0,08 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 42,99 |
| NA25 | 0,70 | 0,10 | 0,11 | 1,25 | 33,21 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 41,84 |
| NA26 | 0,42 | 0,09 | 0,14 | 0,05 | 32,70 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 44,40 |
| NA27 | 1,57 | 0,28 | 0,15 | 1,69 | 31,90 | 0,07 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | * | 40,89 |
| NA29 | 2,28 | 0,50 | 2,26 | 3,39 | 31,31 | 0,12 | 0,11 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | * | 36,14 |
| NA32 | 0,26 | 0,06 | 0,04 | 0,02 | 34,73 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | * | 42,48 |
| NA33 | 0,86 | 0,26 | 0,13 | 0,10 | 33,86 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 43,00 |
| NA34 | 0,02 | 0,03 | 0,12 | 0,01 | 34,81 | 0,1 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 42,69 |
| NA35 | 0,46 | 0,09 | 0,16 | 0,30 | 35,41 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | * | 41,12 |

Çizelge 2. Farklı tipteki jips-anhidrit örneklerinin ana oksit (%) kimyasal analiz sonuçları
Table 2. Major element (%) chemical analysis results of different type gypsum-anhydrite samples

| Ö.No | Sr | Ba | Zn | Cu | Pb | Au ppb | Ni | Co | Rb | Mo | Zr | V | W | As | F |
|------|--------|-----|----|------|------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|-------|----|
| NA1 | 1204,4 | 77 | 97 | 7,5 | 2,4 | 1,2 | 94,1 | 4,20 | 13,7 | 2,40 | 25,6 | 52,0 | 0,30 | 605,3 | - |
| NA2 | 618,4 | 41 | 3 | 1,1 | 1 | 0,5 | 1,70 | <0,5 | 1,80 | 0,50 | 2,40 | 6,00 | 0,10 | 1,90 | - |
| NA4 | 658,7 | <5 | 2 | 0,6 | 0,1 | 1,5 | 0,80 | <0,5 | <0,5 | 0,10 | 0,60 | <5 | 0,10 | <0,5 | -- |
| NA5 | 551,2 | <5 | 1 | 0,5 | <0,1 | 1,5 | 0,40 | <0,5 | <0,5 | 0,20 | <0,5 | <5 | <0,1 | <0,50 | 20 |
| NA6 | 691,9 | 5 | 14 | 3,3 | 3,1 | 3,0 | 0,90 | <0,5 | <0,5 | 4,10 | <0,5 | 5,00 | <0,1 | <2,10 | 20 |
| NA8 | 178,1 | <5 | 3 | 1,8 | 3,7 | 2,9 | 13,4 | 1,30 | 0,70 | 3,50 | 0,80 | <5 | <0,1 | 27,50 | - |
| NA11 | 212,4 | <5 | 1 | 0,8 | <0,1 | 2,8 | 1,30 | <0,5 | <0,5 | 0,20 | 0,80 | <5 | <0,1 | 2,60 | - |
| NA12 | 1407,8 | 67 | 2 | 1,3 | 1,5 | 0,5 | 2,80 | 0,80 | 1,00 | 0,20 | 2,40 | <5 | 0,10 | 10,60 | - |
| NA13 | 3191,1 | 59 | 2 | 1,2 | 1,9 | 3,2 | 3,70 | <0,5 | 2,70 | 2,10 | 3,30 | <5 | 0,20 | <7,40 | - |
| NA14 | 1289,4 | 36 | 1 | 1,3 | 0,5 | 3,4 | 1,40 | <0,5 | 3,40 | 4,60 | 2,50 | <5 | 1,40 | 10,50 | - |
| NA16 | 519,9 | <5 | 1 | 0,4 | 0,1 | 0,8 | 0,30 | <0,5 | <0,5 | <0,1 | <0,5 | <5 | 0,10 | 6,70 | - |
| NA18 | 506 | <5 | 1 | 0,5 | <0,1 | 1,4 | 0,80 | <0,5 | <0,5 | 0,40 | <0,5 | <5 | <0,1 | 0,50 | 10 |
| NA21 | 1752,6 | 25 | 1 | 0,5 | 0,1 | 1,3 | 0,10 | <0,5 | <0,5 | 0,10 | <0,5 | <5 | <0,1 | <0,5 | - |
| NA22 | 1382,4 | 49 | 2 | 0,8 | 1,6 | 1,3 | 1,60 | <0,5 | 0,60 | 1,80 | 1,30 | <5 | <0,1 | 1,90 | - |
| NA23 | 2151,6 | 43 | 2 | 1 | 0,2 | 4,0 | 0,80 | <0,5 | 1,00 | 0,20 | 0,60 | <5 | <0,1 | 1,60 | - |
| NA24 | 1832,5 | 29 | 2 | 0,7 | 1 | 1,1 | 1,80 | <0,5 | 1,80 | 1,80 | 1,70 | <5 | <0,1 | 35,30 | - |
| NA25 | 3336,3 | 14 | 3 | 1,8 | 1,8 | 0,7 | 1,60 | 0,60 | 0,60 | 4,30 | 1,40 | <5 | 0,10 | 5,20 | 30 |
| NA26 | 3519,3 | 85 | 1 | 1 | 1,5 | 1,1 | 2,10 | <0,5 | <0,5 | 0,50 | 1,20 | <5 | <0,1 | 7,10 | - |
| NA27 | 1018,7 | 87 | 3 | 1 | 1 | 1,8 | 2,20 | <0,5 | 2,40 | 0,50 | 4,50 | 7,00 | 0,20 | 1,20 | - |
| NA29 | 2088,1 | 99 | 6 | 2,9 | 3,1 | 3,0 | 2,60 | 0,50 | 3,30 | 0,80 | 5,80 | 14,0 | 0,20 | 196,2 | - |
| NA32 | 744,7 | <5 | <1 | 0,10 | <0,1 | 1,0 | 0,40 | <0,5 | 0,60 | <0,1 | 1,20 | <5 | <0,1 | <0,5 | - |
| NA33 | 479,5 | 104 | 3 | 0,90 | 0,9 | 0,5 | 2,10 | <0,5 | 2,10 | 0,20 | 3,20 | <5 | <0,1 | 1,60 | - |
| NA34 | 252,9 | <5 | 1 | 0,40 | <0,1 | 4,5 | 0,50 | <0,5 | 1,30 | 0,60 | 1,60 | <5 | 0,10 | 15,50 | 70 |
| NA35 | 462,4 | 21 | 5 | 0,20 | 2,3 | <0,5 | 1,10 | <0,5 | 1,80 | 2,70 | 2,60 | <5 | <0,1 | 84,10 | 30 |

Çizelge 3. Farklı tipteki jips-anhidrit örneklerinin eser element kimyasal analiz sonuçları

Table 3. Trace element chemical analysis results of different types of gypsum anhidrite samples

| Ö.No | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb |
|------|-------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| NA1 | 5,3 | 9,10 | 0,98 | 3,70 | 0,90 | 0,22 | 0,93 | 0,15 | 0,98 | 0,19 | 0,66 | 0,08 | 0,64 |
| NA2 | 0,70 | 1,10 | 0,14 | 0,60 | 0,10 | <0,05 | 0,13 | 0,03 | 0,10 | <0,05 | 0,06 | <0,05 | 0,05 |
| NA4 | <0,50 | <0,50 | 0,03 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA5 | <0,50 | <0,50 | 0,02 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA6 | <0,50 | <0,50 | 0,04 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA8 | <0,50 | <0,50 | 0,04 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA11 | <0,50 | <0,50 | 0,03 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | 0,07 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA12 | 0,60 | 1,10 | 0,20 | 0,50 | 0,10 | <0,05 | 0,09 | 0,02 | 0,07 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA13 | 0,70 | 1,10 | 0,12 | 0,50 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | 0,07 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA14 | 0,70 | 1,20 | 0,12 | 0,50 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,02 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA16 | <0,50 | <0,50 | 0,06 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA18 | <0,50 | <0,50 | 0,02 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA21 | <0,50 | <0,50 | 0,05 | <0,40 | 0,10 | <0,50 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA22 | 0,50 | 0,70 | 0,08 | <0,40 | 0,10 | <0,50 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA23 | <0,50 | 0,60 | 0,07 | 0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA24 | <0,50 | 0,60 | 0,09 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | 0,07 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA25 | <0,50 | 0,80 | 0,07 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | 0,06 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA26 | 0,50 | 0,70 | 0,07 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | 0,08 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA27 | 0,80 | 1,40 | 0,14 | 0,70 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA29 | 1,70 | 2,80 | 0,31 | 1,30 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,03 | 0,22 | <0,05 | 0,11 | <0,05 | <0,05 |
| NA32 | <0,50 | <0,50 | 0,02 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA33 | 0,70 | 1,40 | 0,13 | 0,50 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA34 | 0,50 | 0,90 | 0,09 | 0,60 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |
| NA35 | 0,50 | 0,80 | 0,09 | <0,40 | 0,10 | <0,05 | <0,05 | 0,01 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 | <0,05 |

Çizelge 4. Farklı tipteki jips-anhidrit örneklerinin nadir toprak element (ppm) kimyasal analiz sonuçları

Table 4. Rare earth element chemical analysis results of different types of gypsum-anhidrite samples

| ANA OKSİTLER (%) | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------|------------------------------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | ΣFe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | MnO | SO ₄ ⁻ |
| Minimum Değer | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 23,20 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 36,13 |
| Maksimum Değer | 6,37 | 1,26 | 5,07 | 10,47 | 35,42 | 0,13 | 0,29 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 45,25 |
| Standart Sapma | 0,83 | 0,26 | 1,08 | 2,18 | 2,33 | 0,04 | 0,05 | 0,01 | 0,009 | 0,01 | 1,83 |
| Ortalama Değer | 1,29 | 0,17 | 0,43 | 0,87 | 33,13 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 22,44 | 42,58 |

| ESER ELEMENTLER (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|
| | Sr | Ba | Zn | Cu | Pb | Au | Ni | Co | Rb | Mo | Zr | V | W | As | F |
| Minimum Değer | 178,1 | 4,00 | 1,00 | 0,10 | 0,10 | 0,40 | 0,10 | 0,40 | 0,40 | 0,10 | 0,40 | 0,40 | 0,10 | 0,40 | 10,0 |
| Maksimum Değer | 3519 | 144 | 97,0 | 7,50 | 3,70 | 4,50 | 94,1 | 4,20 | 13,7 | 4,30 | 25,6 | 52,0 | 1,40 | 605,3 | 70,0 |
| Standart Sapma | 995,6 | 40,3 | 19,4 | 1,53 | 1,12 | 1,21 | 19,1 | 0,78 | 2,72 | 1,50 | 5,06 | 10,0 | 0,26 | 126,4 | 21,0 |
| Ortalama Değer | 1252 | 41,7 | 6,58 | 1,32 | 1,18 | 1,81 | 6,40 | 0,62 | 1,75 | 1,33 | 2,72 | 6,36 | 0,17 | 46,10 | 30,0 |

| NADİR TOPRAK ELEMENTLERİ (ppm) | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
| Minimum Değer | 0,40 | 0,40 | 0,02 | 0,30 | 0,10 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,01 |
| Maksimum Değer | 5,30 | 9,10 | 0,98 | 3,70 | 0,90 | 0,22 | 0,93 | 0,15 | 0,98 | 0,19 | 0,66 | 0,08 | 0,64 | 0,08 |
| Standart Sapma | 1,00 | 1,77 | 0,19 | 0,70 | 0,16 | 0,12 | 0,23 | 0,02 | 0,19 | 0,02 | 0,12 | 0,01 | 0,12 | 0,01 |
| Ortalama Değer | 0,75 | 1,16 | 0,12 | 0,56 | 0,13 | 0,09 | 0,16 | 0,01 | 0,10 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,07 | 0,01 |

Çizelge 5. Tüm elementlere özgü maksimum-minimum değerler, standart sapmalar ve ortalama değerler
Table 5. Maximum-minimum rates, standard deviations and average rates for all elements

JEOİSTATİSTİK

Jeostatistiksel çalışmaların esası jeokimyasal analizlerle belirlenen 28 elemente özgü değerler yardımıyla hazırlanan değişim diyagramlarında element çiftleri arasındaki dağılım ve gidişlerin izlenmesidir. Bunun için değişim grafiklerinin nicel açıdan değerlendirilmesinde ortaya çıkan ve çoğunlukla da nokta dağılımlarında izlenmiş olan uyumlu ilişki, jeostatistiksel parametreler açısından oldukça önemlidir. Buradan hareketle öncelikle

Çizelge 5'te minimum/maksimum değerler, standart sapma ve ortalama değerler elde edildi. Sonra dağılım ve gidişlerin daha anlaşılır hale gelebilmesi için elementlerin, değişim diyagramlarının ardından korelasyon katsayıları hesaplandı (Çizelge 6). Ayrıca element çiftlerine özgü korelasyon katsayılarının grafiksel olarak karşılaştırılması sonucu element çiftlerinin birbirleriyle olan ilişkileri yani birbirlerine göre nasıl hareket ettikleri belirlendi. Böylece hazırlanan tüm grafikler içinden “dağılım-uyumlu ilişkiler” parametresi dikkate alınarak evaporitlerin

kökensel yorumlamalarında yardımcı olabilecek 6 adet değişim diyagramı Şekil 5'te sunuldu. Sonuçta seçilen bazı önemli esas oksitlerin birbirleriyle ve bazı eser elementlerle yaptıkları yönelimler açık olarak bu değişim diyagramlarında izlendi. Örneğin SiO_2 'nin, Al_2O_3 'le nokta dağılımlarının gidişlerindeki çizgiselliğe özdeş gidişten dar açınımlı dağılımları dikkate değerdir. Rb ile olan değişim diyagramı ise çizgisel gidişli dar açınımlı artan ilişkili uyumlu bir dağılım sergilemektedir. Aynı şekilde $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ 'le As'in ilişkisine bakıldığında çizgisele yakın doğru orantılı olduğu gözlenmekte, TiO_2 ve P_2O_5 ile yine benzer şekilde doğru orantılı olarak artmaktadır.

Diğer yandan; elementlerin korelasyon katsayı değerlerini kümeleme veya gruplama çalışmasında öncelikle artan ve eksilen korelasyon katsayısı değerlerinin yüzdeleri elde edildi ve grafiksel biçimde gösterildi (Çizelge 7 a, b), (Şekil: 6 a, b). Ayrıca Çizelge 7 a, b'den yararlanılarak hazırlanan korelasyon katsayısı kümülatif yüzde dağılımları ve grafiksel sunumları da verildi (Çizelge 8), (Şekil 7 a, b). Şekil 7a, b incelendiğinde, artan korelasyon katsayılarının 3 grup, eksilen korelasyon katsayılarının da 3 grup şeklinde kümelendiği gözlenmektedir. Pozitif korelasyon için 1. grup $r < +0,53$; 2. grup $+0,53 < r < +0,85$ ve 3. grup ise $r > +0,85$ değerlerini göstermektedir. Negatif korelasyon için ise 1. grup $r > -0,28$; 2. grup $-0,28 > r > -0,68$ ve 3. grup ise, $r < -0,68$ değerleri ile özgünleşmektedir. Bu sınır değerler sırasıyla zayıf, orta ve iyi pozitif ile zayıf, orta ve iyi negatif korelasyon katsayısı gruplarına karşılık gelmektedir.

Korelasyon katsayılarının bu alt disiplinlere Çizelge 9'a göre gruplanmış bulunan element çifti kombinasyonları nicel biçimde Çizelge 10 ve 11'de sunulmuştur. Bunların sentezlenmesi sonucu ortaya konulan iyi ve orta korelasyon alt disiplinine özgü artan ve eksilen element grup ve birliktelikleri ise Çizelge 12'de verilmiştir. Ayrıca Çizelge 12'nin geliştirilmesi ve bir çok element bileşeninden oluşan büyük bir küme içindeki birlikte ve karşıt hareket eden elementlerin somutlaştırılıp kümenin daha da

daraltılması açısından elementlerin tümüne "Cluster" analizi de uygulanmıştır (Şekil 8). Bunlara göre $r > +0,85$ (yüksek pozitif korelasyonlu) değerli artan korelasyonlu tek bir grup ortaya çıkmaktadır. Bu grup SiO_2 , K_2O , Rb, Zr, Al_2O_3 , MgO, TiO_2 , V, $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, As, MnO, Zn, Ni, Co, P_2O_5 , Cu elementleri ile temsil olunmaktadır. Bu birliktelikte her element birbirleri ile beraber hareket etmekte, yani bir element artarken diğer bir elementte artmakta veya biri azalırken diğeri de azalmaktadır. İkinci grup $+0,53 < r < +0,85$ değerleri arasında olup; Ba, Sr, Mo, W, Pb, F, Au ve Na_2O elementleri ile temsil edilmektedir. Üçüncü bir grupta CaO ve SO_3 elementleri ile temsil olunmaktadır. Burada en önemli unsur, her iki grup birbiriyle artan korelasyon ilişkisi, ancak 3. grupta eksilen korelasyon ilişkisi göstermektedir. Yani 1. ve 2. grubun elementleri artarken 3. grubun elementleri azalmakta veya 1. ve 2. grubun elementleri azalırken 3. grubunki azalmaktadır. Ayrıca kökensel ve ortamsal yorumlamalara katkı sağlaması bakımından söz konusu bu 3 ana grubu kendi içinde de şu şekilde alt gruplara ayırabiliriz:

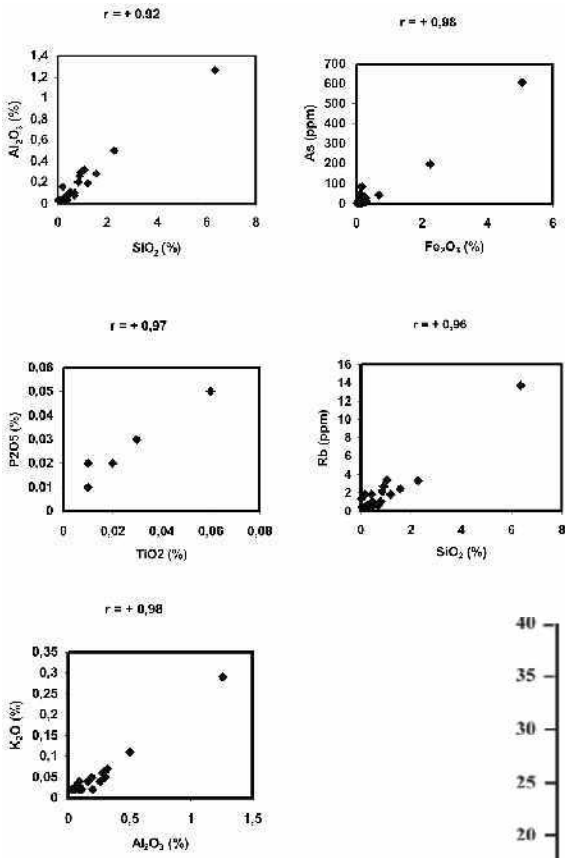
1. grupta olan SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO, MnO, V, TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Zn, Ni, Co, Cu'yu:

- a- SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Rb
- b- Fe_2O_3 , MgO, MnO, As
- c- V, TiO_2 , P_2O_5
- d- Zr, Zn, Ni, Co, Cu şeklinde,

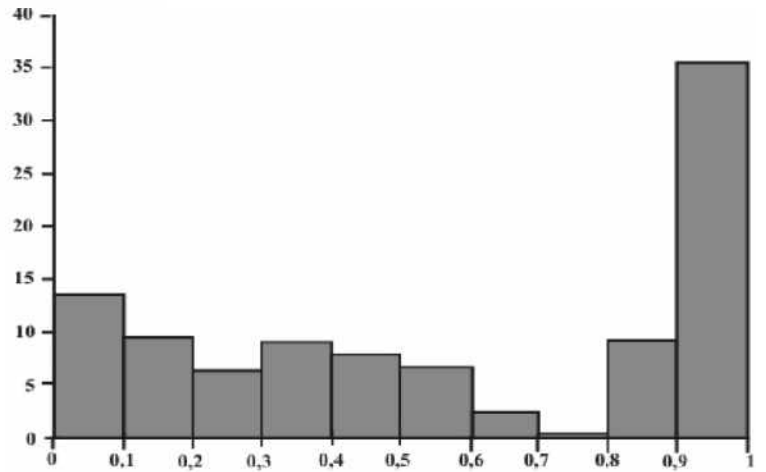
2. grupta olan Ba, Sr, Mo, Pb, W, F, Au, Na_2O 'yu

- a- Ba, Sr, Pb, F, Au
- b- W, Mo
- c- Na_2O şeklinde, ve

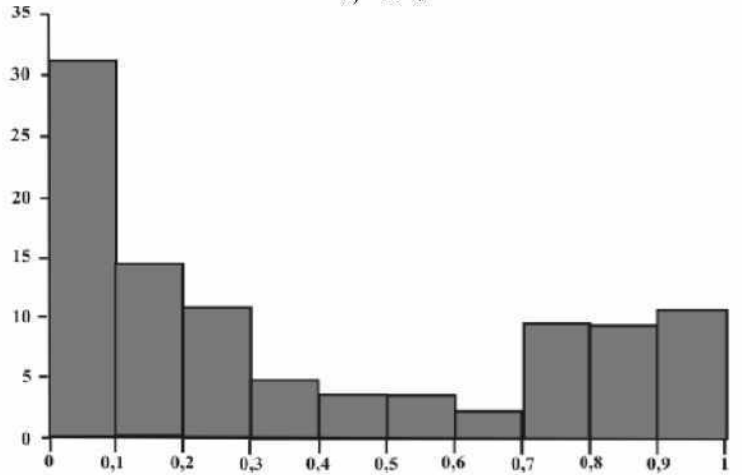
3. grupta olan CaSO_4 'da CaO+ SO_3 olarak ayırmak mümkündür. Bu şekilde Cluster analizi çalışması sonucu, bir çok element bileşeninden oluşan büyük bir küme içindeki birbirleri ile birlikte ve karşıt hareket eden elementler somutlaştırılmış, küme daha da daraltılmış ve jeokimyasal açıdan bu bileşenlerin birlikte hareket davranışları istatistiksel olarak şekillendirilmiştir



Şekil 5. Elementlerin birbirlerine göre değişim diyagramları
Figure 5. Change comparison diagrams of elements



a) $r > 0$



b) $r < 0$

Şekil 6. Korelasyon katsayılarının yüzde dağılımı
Figure 6. Percent distribution of correlation coefficients



Süleymaniye (Mihalıççık- Eskişehir) Bölgesindeki Manyezitlerin Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri

Geology and Geochemistry of Süleymaniye (Mihalıççık-Eskişehir) Area Magnesite

Asuman YILMAZ Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260, ISPARTA
yasuman@mmf.sdu.edu.tr
Mustafa KUŞÇU Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260, Isparta

ÖZ

Bu çalışmada İzmir-Ankara Sütür zonunun güneyinde yer alan Triyas yaşlı serpantinleşmiş peridotitlere bağlı oluşmuş manyezitler incelenmiştir. Manyezitler ileri derecede bozunmuş bu kayaların kırıkları ve çatlakları içinde bireysel damarlar ve stokverkler şeklinde olmak üzere iki farklı yataklanma şekli göstermektedir. Her iki manyezit oluşumları manyezit ve dolomit içerirken damar tipi manyezit oluşumları ayrıca az da olsa kalsit içermektedir. Bireysel damarların ortalama major oksit içeriği MgO % 43,73, SiO₂ % 2,95, FeO₃ % 0,75, CaO % 3,73 iken stokverk damarların ortalama major oksit içeriği MgO % 47,04, SiO₂ % 0,39, FeO₃ % 0,55, CaO % 1,15 olduğu ve düşük SiO₂ ve CaO içeren stokverk damarların sinter manyezit olarak kullanımı için daha uygun olduğu belirlenmiştir. Möller (1989)'un iz element dağılım grafikleri kullanılarak her iki manyezit oluşumundan alınan örnekler değerlendirilmeye çalışılmıştır. Bu grafiklere göre Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Mn, Ba, Hg, Ti ve B dağılımı ultramafik kayalara bağlı oluşan manyezitlere uygunluk göstermektedir. Bireysel damar oluşumlarında Sr değerinin yüksek olması kalsit içeriğinden kaynaklanmaktadır. Kondrite göre normalize edilmiş Nadir Toprak Element (REE) değerleri incelendiğinde her iki manyezit oluşumunun da pozitif La, Eu, Lu negatif Ce, Sm, Tb, Y anomalisi gösterdiği belirlenmiş olup bu durum çökelme sırasında oksitlenme koşullarının olduğunu ve sıcaklığın düşük olduğuna işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: İz Element, Jeokimya, Manyezit, Süleymaniye, Türkiye

ABSTRACT

This study investigated the magnesite occurrences which are hosted by Triassic aged serpentinized peridotite located south of the Izmir-Ankara Suture Zone. The magnesite indicates two different depositional forms with individual veins and stokwork type magnesite in fractures and cracks which altered ultramafic rocks. Both types of magnesite occurrences include magnesite and dolomite, while individual magnesite veins besides this have a little calcite. The average contents of the individual magnesite veins in the major-oxides are MgO 43,73%, SiO₂ 2,95%, FeO₃ 0,75%, and CaO 3,73% while the stokwork magnesite is MgO 47,04%, SiO₂ 0,39%, FeO₃ 0,55%, CaO 1,15% and a low amount of SiO₂ and CaO. The content of the stokwork magnesite is determined to be the better for sinter magnesite. Some trace element contents of both types of this magnesite are correlated with the graphics of trace element distribution in magnesite given by Möller (1989), and it is found that Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Mn, Ba, Hg, Ti, B, Ba distribution corresponds with magnesite related to ultramafics. Higher Sr contents in individual vein

occurrences results from content of calcite. The REE (Rare Earth Element) distribution of both types of magnesite shows positive La, Eu, Lu anomalies and negative Ce, Sm, Tb, Y anomalies. An oxidizing condition during deposition and a lower temperature environment are indicated.

Keyword: Trace Elements, Geochemistry, Magnesite, Süleymaniye, Turkey

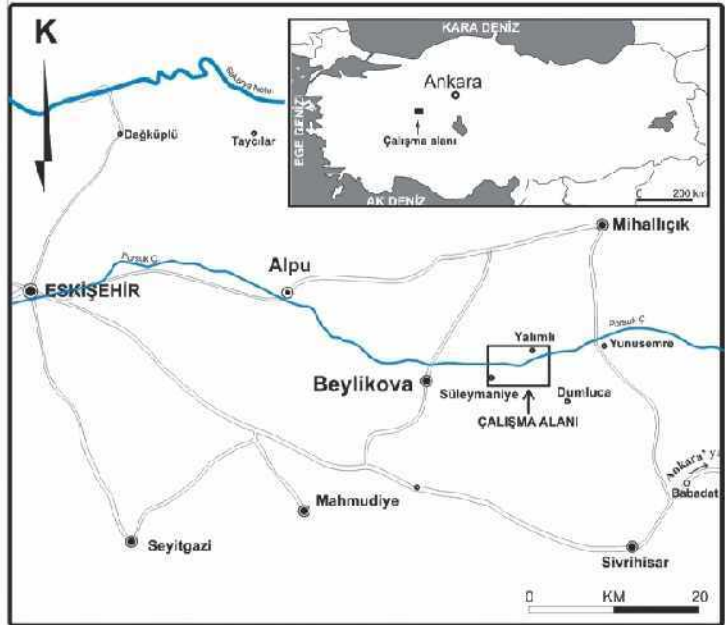
GİRİŞ

Çalışma alanı Eskişehir ili, Mihalicçık ilçesinde yer alan Süleymaniye ve Dumluca köyleri arasında yer almaktadır (Şekil 1). Eskişehir ve Kütahya bölgesi Türkiye'nin manyezit üretimi ve potansiyeli açısından önemli bir bölgedir. İnceleme alanındaki manyezit oluşumları ilk olarak Demirhan (1991) tarafından araştırılmıştır. İnceleme alanındaki manyezit cevherleşmesinin ekonomikliğini ve kalitesini belirlemek için yöredeki birçok manyezit yataklarını inceleyen Demirhan (1991) 1/1000 ölçekli detay jeolojik çalışmalar yapmıştır. Süleymaniye-Dumluca manyezit oluşumunda görünür+mühtemel 13239.9 ton manyezit rezervi olduğunu, ortalama % 1.16 SiO₂, % 1.97 CaO, % 45.22 MgO içerikleri ile sinter manyezit ve kalsine manyezit üretiminde kullanılabilirliğini belirlemiştir. Ayrıca manyezit oluşumunun yöredeki volkanik aktivitenin son evresinde çıkan sıcak suların serpantinlerin zayıf zonlarında dolaşarak bunları hidrotermal alterasyona uğratması sonucu oluştuğu kanısında olduğunu belirtmiştir.

Okay (1984), çalışma alanının içinde bulunduğu bölgeyi İzmir-Ankara Kenet Kuşağı'nın güneyinde Tavşanlı zonu olarak adlandırılan ve yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş kalın volkano-sedimanter istif ile bu istifin üzerinde tektonik olarak yer alan ofiyolitlerde yer aldığı belirtmiştir.

Bu çalışma kapsamında, manyezit oluşumlarının jeolojik özellikleri, yataklanma şekli, mineralojik özellikleri, major ve iz element içerikleri açısından değerlendirilerek oluşumu açıklanmaya çalışılmıştır.

Bu çalışma ile yöredeki altere ultramafiklere bağlı manyezit oluşumları arazide incelenmiş, jeoloji haritasına işlenmiş, bölgede yüzeylenen kayaç topluluklarından ve manyezitlerden laboratuvar çalışmalarına yönelik sistematik örnek alınmıştır. SDÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü İncekesit ve Parlatma Laboratuvarında, sahadan alınan 15 manyezit ve 10 yankayaç örneğinin incekesiti yaptırılmıştır ve örnekler polarizan mikroskopta incelenerek, kayaçların mineralojik-petrografik özellikleri kısmen belirlenmeye çalışılmıştır. X-Ray difraksiyon (XRD) çalışmaları, serpantinleşmiş ultramafik kayaçlardaki serpantin minerallerinin, bireysel damar ve stokverk manyezit oluşumlarının mineralojik içeriklerinin belirlenmesi amacıyla 10 manyezit ve 5 yankayaç örneği MTA X-Işınları Laboratuvarında yaptırılmıştır. İnceleme alanında derlenen 10 adet manyezit ve yan kayaç örneklerinin major ve iz element analizleri Kanada'da ACME Analytical Laboratories Ltd.'de ICP-MS, Fire Assay ve ICP-ES yöntemleriyle yaptırılmıştır.



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

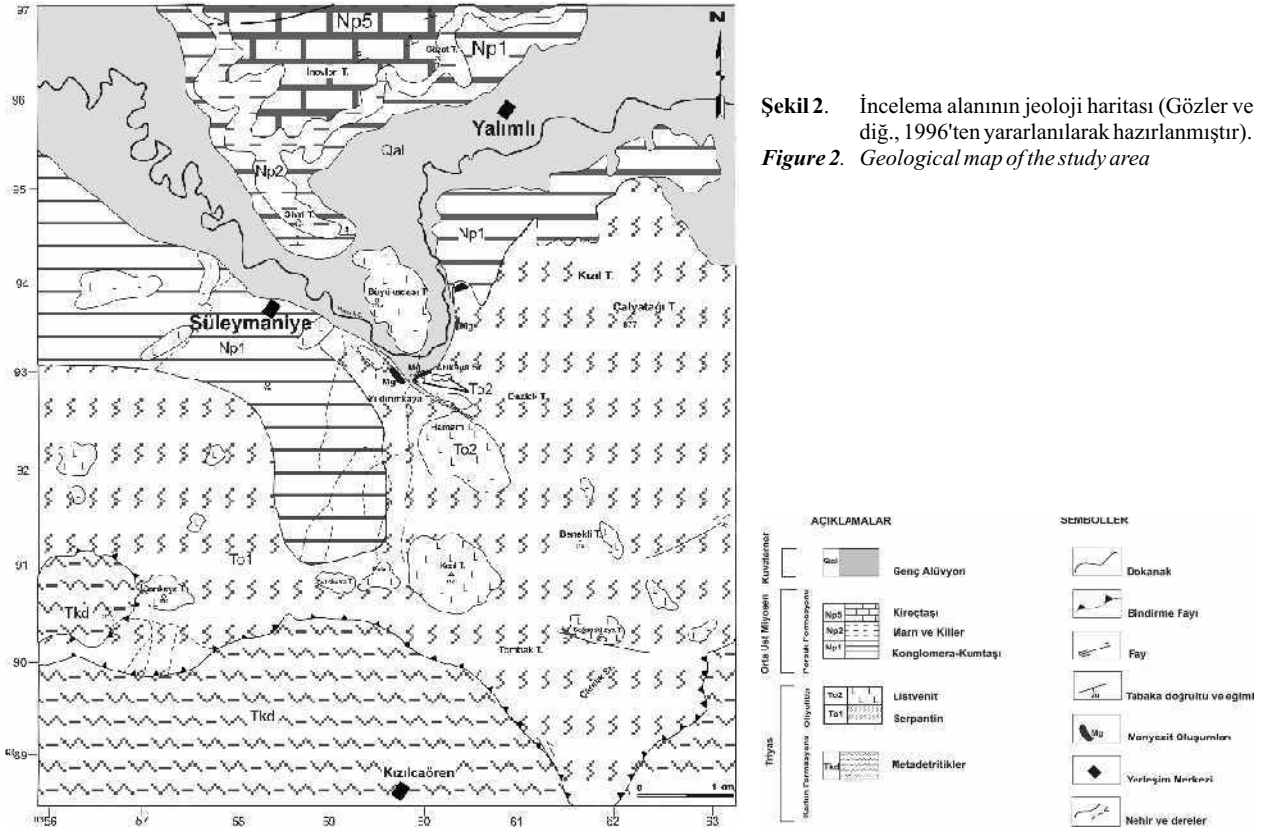
ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİ

Çalışma alanında, en yaşlı birimi metakonglomera, metakumtaşı ve fillitlerden oluşan Karkın Formasyonunun Metadetritik (Tdk) olarak adlandırılan Triyas yaşlı birimi oluşturmaktadır (Gözler vd., 1996). Bu birimde yer alan metakonglomera ile metakumtaşları içinde bir metre ile onlarca metre büyüklüğünde değişen beyaz, açık gri renkli fosil içermeyen kristalize kireçtaşı blokları ile siyah, koyu gri renkli, bol çatlaklı, çatlakları kalsit dolgulu, Alt Karbonifer-Üst Permiyen yaşları veren kireçtaşı blokları görülmektedir. Bu birim Süleymaniye köyü güneyinde peridotitler tarafından tektonik dokanakla üzerlenmektedir (Şekil 2 ve 3).

Çalışma alanında ultramafik kayalar, Triyas yaşlı Karkın Formasyonunun metakonglomera, metakumtaşı ve fillitlerden oluşan Metadetritik üyesi üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Ultramafik kayalar açık yeşil, açık kahve renklere serpantinleşmiş peridotitlerden oluşmaktadır. Serpantin kütlelerinin dokanaklarında ezilmeler ve parçalanmalar görülmektedir. Üst kısımlarda

silisleşmiş serpantinitle (listvenit) yer almaktadır. Genellikle sahanın yüksek kısımlarında ve kırıklar boyunca yüzeylenir. Kiremit kırmızısı, bordo, kahve renklerde görülen bu birim masif ve sert yapıdadır.

Ultramafik kayaların üzerine Gözler vd., (1996) tarafından Porsuk Formasyonu olarak adlandırılan Orta-Üst Miyosen yaşlı birim açısal uyumsuz olarak bir taban konglomerası ile gelmektedir. Süleymaniye civarında Porsuk formasyonunun Konglomera-kumtaşı (NP1) üyesi, Kireçtaşı (NP5) üyesi ve Marn-Killer (NP2) üyeleri görülmektedir. Konglomera-kumtaşı (NP1) üyesi; kırmızı kahverengi, boz, sarımsı boz, gri yeşilimsi, gri renklerde görülür ve Porsuk çayı boyunca doğu-batı doğrultusunda uzanmaktadır. Kireçtaşı (NP5); beyaz, gri, sarımsı bej renklerde, batıda silisifiye olmuş ve yer yer silis arabantlı, yer yerde gözenekli killi ve tüflü kireçtaşları şeklinde görülmektedir. Marn ve Killer (NP2); genellikle yeşil, sarı, boz yer yer alacalı renklerde, havzanın en derin kesimlerinde görülürler. Tüm birimlerin üzerinde genç alüvyonlar uyumsuz olarak yer almaktadır.



| ÜST SİSTEM | SİSTEM | SERİ | BİRİMLER | SİMGELER | LİTOLOJİ | AÇIKLAMALAR |
|------------|----------|---------------------|-------------------|----------|---|-------------------------------------|
| SENOZOYİK | TERSİYER | Miyosen | Porsuk Formasyonu | Alüvyon | Qal | Kaba tutturulmuş çakıl, kum, kil |
| | | | | Np5 | Uyumsuzluk | Beyaz, gri, sarımsı kireçtaşı |
| | | | | Np2 | İnce kumtaşı bantları içeren marn-kil | |
| | | | | Np1 | Konglomera - kumtaşı | |
| MESOZOYİK | TRİYAS | Ofiyolitik Birimler | Karkın Formasyonu | To2 | Uyumsuzluk | Listvenit |
| | | | | To1 | Stokverk ve bireysel manyezit damarları | Serpantinleşmiş Peridotit |
| | | | | Tkd | Tektonik dokanak | Metakonglomera, metakumtaşı, fillit |
| | | | | | | |

Şekil 3. İnceleme alanının tektono-stratigrafik sütun kesiti (Gözler ve diğ., 1996'ten yararlanılarak hazırlanmıştır).
Figure 3. Tectono-stratigraphic columnar section of the study area

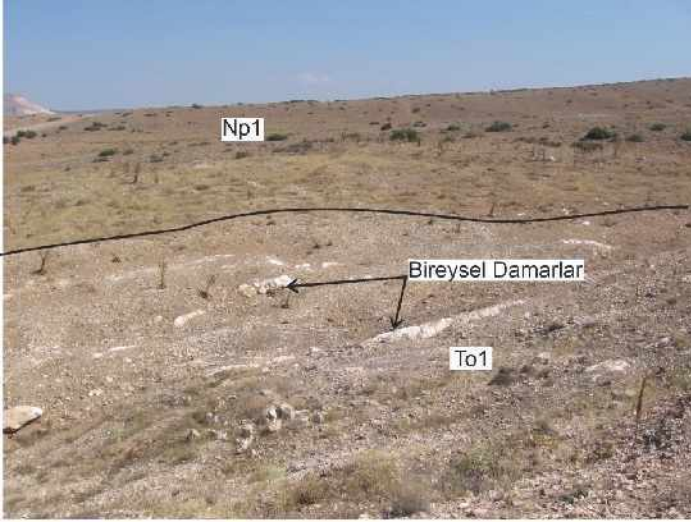
MANYEZİT OLUŞUMLARININ YATAKLANMA ŞEKİLLERİ VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Manyezit oluşumları Süleymaniye Köyü'ne 2 km uzaklıkta, Süleymaniye-Dumluca yolunun batısında, küçük vadilerde, Arıkaya Tepe, Büyükkadı Tepe, Yıldırım Kaya Tepe eteklerinde izlenir (Şekil 2). Ultramafik yan kayaçlı bu manyezitler masif, sert, konkoidal kırılmalı ve kriptokristalin dokuludur. Dış yüzeyleri yer yer karnıbahar görünümlüdür. Manyezit oluşumları bireysel damarlar ve stokverkler şeklinde olmak üzere iki şekilde gelişmiştir. Bireysel damarlar Orta-Üst Miyosen yaşlı Porsuk formasyonu sınırında yüzeylenen serpantinler içerisinde gözlenir ve üzeri Porsuk formasyonuna ait çakıl taşları ile kısmen örtülüdür (Şekil 4). Stokverk manyezitler ise listvenitlerin altında yer alan serpantinler içerisinde gözlenmektedir (Şekil 5). Bireysel damarlar 30-60 cm kalınlığında 1.5-3 m uzunluğunda ve beyaz renkli gözlenirken, stokverk manyezitlerin kalınlıkları milimetre ile 20 cm arasında değişmekte, dış yüzeyi sarımsı, kahverengi, kavuniçi renklerde gözlenmektedir (Şekil 6). Manyezitlerin yan kayaçları

olan serpantinler ile sınırları belirgin ve keskindir. Bireysel damar manyezitlerin içinde bulunduğu peridotitler stokverk manyezitlerin yan kayacından daha fazla bozunmuşlardır.

Manyezit oluşumlarından derlenmiş örnekler üzerinde yapılan XRD ve polarizan mikroskop incelemeleri, damar tipi manyezitlerde manyezit, çok az dolomit ve kalsitin bulunduğunu, stokverk yapıları manyezitlerde ise manyezit ve çok az dolomit olduğunu göstermiştir. Sarız (1990), Eskişehir'de Türkmentokat-Karatepe manyezit yatağında yaptığı çalışmada dolomit ve kalsitin, manyezitlerin oluşumundan daha sonra cevher ve yankayaç çatlaklarında yüzeysel sularla oluştuğunu belirtmektedir.

Manyezitlerin hemen yanından alınan yankayaç örneklerinde yapılan mikroskopik incelemelerde; serpantin grubu mineralleri, olivin, piroksen ve kromit gözlenmiş olup XRD incelemelerinde serpantin grubu minerallerinin çoğunlukla krizotil, lizardit ve çok az miktarda antigoritten oluştuğu belirlenmiştir.



Şekil 4. Bireysel Damarların Genel Görünümü (Arıkaya Sırtının kuzeyi, Np1: Konglomera-kumtaşı)
Figure 4. General view of individual veins (N of Arıkaya Ridge, Np1: Konglomerate-sandstone)



Şekil 5. Listvenitlerin altında yer alan stokverk manyezitler (To2: Listvenit, To1: Serpantin, Arıkaya Sırtı)
Figure 5. Stockwork magnesite located below the listvenite (Arıkaya Ridge, To2: Listvenite, To1: Serpantinite)



Şekil 6. Stokverk manyezitlerin genel görünümü (Arıkaya Sırtının Batısı)
Figure 6. General view of stockwork magnesite (West of Arıkaya Ridge)

MANYEZİTLERİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanındaki manyezit oluşumlarından alınan örneklerin major ve iz element içerikleri çizelge 1.'de verilmiştir. Örneklerin major oksit içeriğine bakıldığında bireysel damarların MgO % (43.27-44.19), SiO₂ % (2.43-3.47), Fe₂O₃ % (0.7-0.8), CaO % (3.51-3.94) iken stokverk damarların major oksit içeriği MgO % (47.31-46.76), SiO₂ % (0.57-0.20), Fe₂O₃ % (0.7-0.4), CaO % (1.09-1.20) olduğu ve Al₂O₃ değerinin ise her iki oluşumda aynı değerde (% <0.03) olduğu görülmektedir. Manyezitlerin kullanılabilirliği ve kalitesi açısından % SiO₂, Fe₂O₃, CaO değerlerine bakıldığında daha düşük SiO₂ ve CaO içeriğine sahip stokverk manyezitlerin daha kaliteli olduğu ve sinter manyezit için uygun olduğu belirlenmiştir (Çizelge 2).

Möller (1989) yaptığı çalışmada seçilmiş 11 elementin (Cr, Ni, Co, C, Fe, Mn, Sr, Ba, Hg, Ti ve B) dört farklı kökenli manyezitte kendine özgü dağılım gösterdiğini belirtmiştir. Bu amaçla inceleme alanındaki manyezitlerin iz element içerikleri Möller (1989)' un manyezitlerdeki iz element dağılımını gösteren logaritmik grafiklere göre değerlendirilmesi yapılmıştır. Çizelge 3'de verilen iz element sonuçlarına göre manyezitlerin Ni değeri 14-121 ppm arasındadır, bu değer logC değeri 1.146- 2.08 arasındadır. Cr değeri ise 6,8-20.55 (ppm) arasında olup logC değeri 0.83-1.31 arasındadır. Kobalt değeri ise 0.5 ile 2.9 (ppm) arasında değişim gösterir, log C değeri ise 0.69-1.46 arasındadır. Bakır değeri ise 0.5 ile 1.0 ppm arasında değişim gösterir, logC değeri ise 0,70-1 arasındadır. Bulunan bu değerler Möller (1989)'un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Ni, Cr, Co, Cu değerleri ile uyum içindedir (Şekil 5a, b, c, d).

Fe değeri ise 279,72-559,44 (ppm) olup logC değerleri 2,62-3,99 aralığındadır Mn dağılım değerleri <77.46 olup logC değeri de <89 dir. Fe ve Mn değerleri Möller (1989)'un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Fe, Mn değerleri ile uyum içindedir (Şekil 5e, f).

Sr değeri ise 28.6-147.1 ppm aralığında olup logC değerleri ise 1,465-2,167 dir dolayısıyla altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerle uyum içinde olmasına rağmen oldukça yüksek değerler vermektedir (Şekil 5g). Sr içeriği bireysel damar şeklinde gözlenen manyezitlerde oldukça yüksek (104.8-147.1 ppm) stokverk manyezitlerde ise daha düşük değerler (41.1-28.6 ppm) aralığında olduğu görülmektedir. Mineral bileşimine bakıldığında ise bireysel damarların mineralojik bileşiminde kalsit ve dolomitin daha fazla olduğu görülmektedir. Oksit değerlerine bakıldığında CaO oranına bağlı olarak Sr içeriğinin arttığı görülmüştür.

Sr ve Ba elementlerinin karbonatları aragonit yapısında kristalize olmaktadır, bu nedenle bu iki element kalsit yapıları manyezit içinde çok az yer almaktadır. Sr ve Ba iyonları sırasıyla 1.32 A°-1.49 A° gibi çok büyük yarıçapa sahip olduklarından manyezitin kristalizasyonu veya rekristalizasyonu sırasında hiçbir zaman manyezitin yapısına giremeyecektir (Möller, 1989 ve Manav, 2001). Fakat Sr, Ca'un Martiniy ve Rojkovoviç, (1997)'e göre ince taneli Mg⁺² içeren kriptokristalin manyezitler, Sr ve Ba sülfat ve karbonat gibi mineral fazı halinde Ba ve Sr içerebilir. Ultramafik kayalardaki Sr/Mg ve Ba/Mg oranları bunlarla ilişkili kriptokristalin manyezitler ile oldukça çok benzerlik gösterir. Sr/Mg hafif düşüktür fakat Ba/Mg oranının çok yakın olmasının nedeni ise Ba' un çok düşük olan eriyebilme özelliğinden kaynaklanmaktadır.

Ba değeri ise 0.5-7.0 aralığında olup -0.3-0.84 aralığındadır, Hg ve Ti değerleri ise dedeksiyon değerlerinin altında olup logC değeri 0 noktası civarında olup altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerle uyum içindedir (Şekil 5h, i, j).

Çalışma alanından alınan örneklerin Nadir Toprak Element analiz sonuçları çizelge 4'de verilmiştir. Her iki manyezit oluşumunun REE değerleri kondrite göre normalize edildiğinde La, Eu, Lu pozitif anomali gösterirken Ce, Sm, Tb, Y'nin negatif anomali verdiği görülmektedir (Şekil 7).

| Örnek | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | MnO | Cr ₂ O ₃ | LOI | TOT/C | TOT/S | Toplam |
|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|--------------------------------|------|-------|-------|--------|
| S2 | 2.43 | <.03 | .07 | 44.19 | 3.51 | .01 | <.04 | <.01 | <.01 | <.01 | <.001 | 49.7 | 13.10 | .01 | 99.95 |
| S3 | 3.47 | .03 | .08 | 43.27 | 3.94 | .02 | <.04 | <.01 | <.01 | <.01 | .003 | 49.1 | 12.74 | <.01 | 99.94 |
| S7 | .57 | .03 | .07 | 47.31 | 1.09 | <.01 | <.04 | <.01 | <.01 | <.01 | <.001 | 50.9 | 13.61 | .01 | 99.96 |
| S8 | .20 | .03 | .04 | 46.76 | 1.20 | .01 | <.04 | <.01 | <.01 | .01 | <.001 | 51.7 | 13.35 | .01 | 99.95 |

Çizelge 1. Çalışma alanındaki manyezitlerin major element içerikleri
Table 1. Major element content of magnesite in the study area

| İÇERİK | Ham Manyezit % | Kostik Kalsine Manyezit 900-1100 °C % | Sinter Manyezit 1650 °C % | Fused Magnezit 2000 °C % |
|--------------------------------|----------------|---------------------------------------|---------------------------|--------------------------|
| MgO | 45.0-46.6 | 82.0-93.5 | 93.0-96.0 | 96.0-99.9 |
| CaO | 0.40-1.20 | 2.00-2.50 | 1.50-3.50 | 0.05-1.50 |
| SiO ₂ | 0.40-4.00 | 2.50-9.00 | 1.20-2.50 | 0.05-0.50 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.03-1.00 | 0.10-0.60 | 0.30-0.50 | 0.04-0.12 |
| Al ₂ O ₃ | 0.20-1.00 | - | 0.10-0.50 | - |
| Ateşte kayıp | 48.5-51.5 | - | - | - |
| CaO/SiO ₂ | 0.30-1.00 | 0.30-0.80 | 1.00-2.00 | 1.00-3.00 |
| yoğ. g/cm ³ | 2.90-3.00 | - | 3.30-3.40 | 3.50-3.60 |

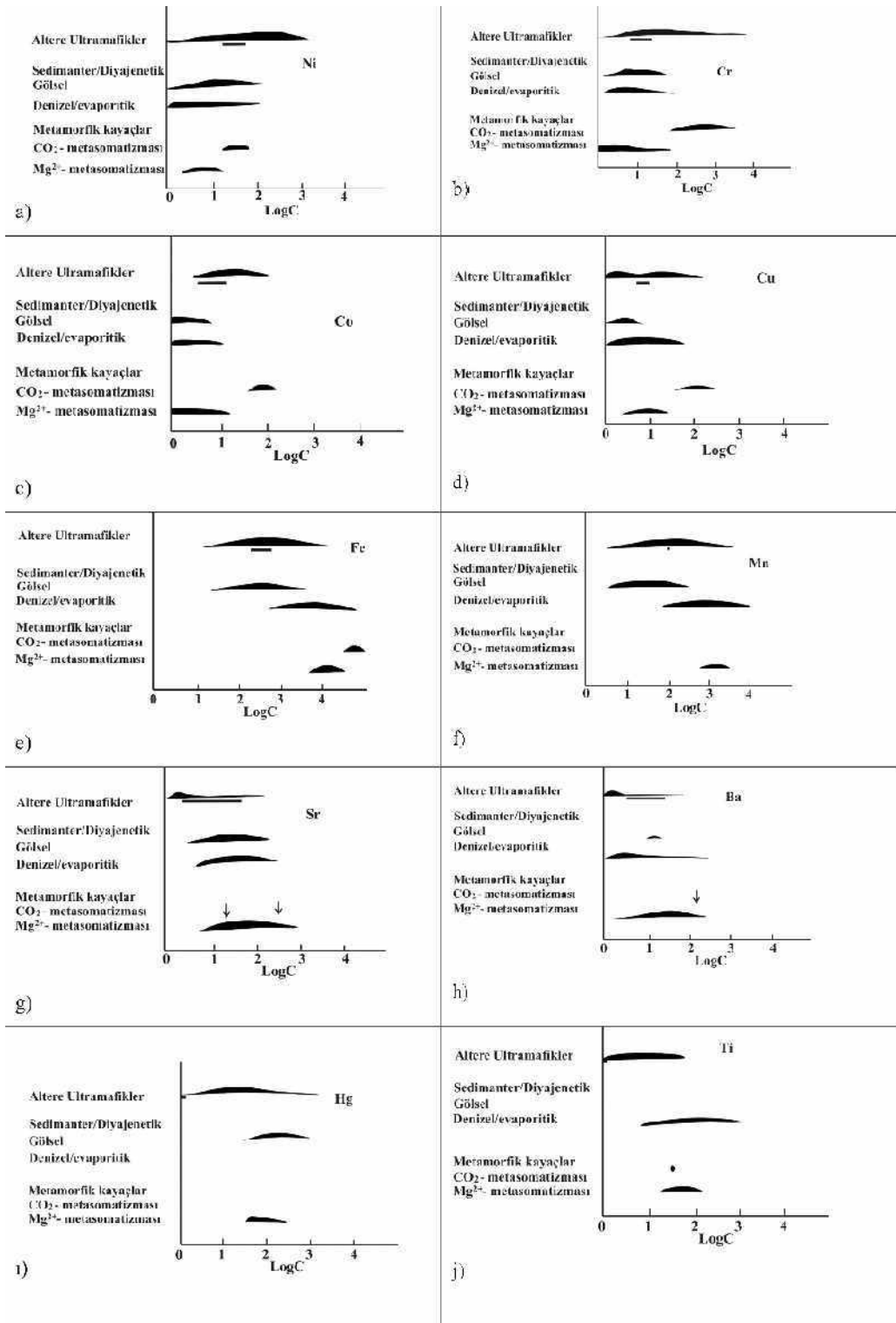
Çizelge 2. Manyezit ve işlenmiş manyezitin kimyasal bileşim oranları (Kümaş, 2006)
Table 2. Chemical composition ratio of magnesite and processed magnesite (Kümaş, 2006)

| Örnek | Au | Ag | As | Ba | Co | Ni | Pb | Cu | Zn | Sr | Mo | Cd | Sb | Bi | Rb | Cs | Th | U | V | W | Zr | Y |
|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| S2 | <.5 | <.1 | <.5 | 5.4 | 1.3 | 121 | <.1 | .8 | 1 | 113.4 | <.1 | <.1 | <.1 | <.1 | <.5 | .5 | <.1 | <.1 | <.5 | <.1 | <.5 | <.1 |
| S3 | <.5 | <.1 | <.5 | 5.8 | 1.3 | 65 | <.1 | 1.0 | 1 | 147.1 | .1 | <.1 | <.1 | <.1 | <.5 | .2 | <.1 | <.1 | <.5 | .1 | <.5 | <.1 |
| S7 | <.5 | <.1 | <.5 | .5 | .5 | 14 | <.1 | .4 | 1 | 41.1 | <.1 | <.1 | <.1 | <.1 | <.5 | <.1 | <.1 | <.1 | <.5 | <.1 | <.5 | <.1 |
| S8 | .7 | <.1 | <.5 | 7.0 | 2.9 | 38 | <.1 | .5 | 1 | 28.6 | <.1 | <.1 | <.1 | <.1 | <.5 | <.1 | <.1 | <.1 | <.5 | <.1 | .6 | <.1 |

Çizelge 3. Çalışma alanındaki manyezitlerin iz element içerikleri (Au ppb, diğerleri ppm)
Table 3. Trace element content of magnesite in the study area (Au ppb, others ppm)

| Örnek | La | Ce | Sm | Eu | Tb | Yb | Lu |
|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|
| S2 | 0.25 | 0.25 | 0.05 | 0.25 | 0.005 | 0.25 | 0.005 |
| S3 | 0.25 | 0.25 | 0.05 | 0.25 | 0.005 | 0.25 | 0.005 |
| S7 | 0.25 | 0.25 | 0.05 | 0.25 | 0.005 | 0.25 | 0.005 |
| S8 | 0.25 | 0.25 | 0.05 | 0.25 | 0.005 | 0.25 | 0.005 |

Çizelge 4. Çalışma alanındaki manyezitlerin REE içerikleri (ppm)
Table 4. REE content (ppm) of magnesite in the study area



Şekil 7. İnceleme alanındaki manyezitlerin Ni, Cr, Co, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Ti, Hg içeriklerinin Möller (1989)'a ait manyezitlerdeki dağılım grafikleri üzerindeki konumu (koyu renkli çizgi şeklinde olanlar).

Figure 7. Ni, Cr, Co, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Ti, Hg content of magnesite which is on Möller (1989)'s element distribution graphics (dark line).

KÖKEN ÜZERİNE TARTIŞMA

Dünyada ve Türkiyede'deki manyezit yataklarının kökeninin belirlenmesinde manyezit oluşumunun yan kayacı, mineral içeriği, jeokimyasal özellikleri önemlidir.

Abu-Jaber ve Kimberley (1992), dünyadaki manyezit yataklarını oluşumlarına göre sınıflandırılmasını çizelge 5'deki gibi yapmıştır.

Schroll (2002) manyezitler için uygun genetik modelin bulunmasında Fe ve iz element Mn, Ni, B, REE veya sıvı kimyası, Örneğin Na, Cl, Br kullanılması gibi farklı metodlar uygulanması gerektiğini belirtmiştir.

Dulski ve Morteani (1989); Schroll (2002)'ye göre ultramafik ve mafik kayalarda Fe ortalaması % 9 civarındadır, denizsuyu genellikle Fe'ce fakirdir, genellikle ultramafik kayalarla ilişkili manyezitler yüksek (Fe >%5) içeriği ile sedimanter ortamlarda ise Fe içeriği \leq %1 ile karakteristiktir. Möller (1989) kökeni farklı dört manyezit türünde yapılan çalışmaları derleyerek Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Hg, Ti ve B ayrı ayrı karşılaştırarak, her birinin kökeni farklı manyezitlerde kendine özgü dağılım periyoduna sahip olduğunu göstermiştir. Buna göre: Cr, Ni, Cu ultramafik ortamlarda; Cr, Ni, Cu, B, Ti denizel-evaporitik ortamlarda; Ni ve Cu gölsel ortamlarda; Hg, As ve Sb ultramafik kayalarda damar şeklinde gelişen manyezitlerde daha yüksek değerlerde olduğunu belirtmiştir (Abu-Jaber&Kimberley, 1992).

Möller (1989) Cr, Ni, Co, Cu'un ultramafik kayalarla ilişkili manyezitlerde oldukça geniş dağılım gösterdiğini, gölsel manyezitlerin Cr, Ni açısından denizel/evaporitik manyezitlerden daha az olduğunu bunun nedenini ise gölsel ortamlarda Mg^{+2} iyonunun genellikle ultramafiklerden türediğini belirtmiştir. Fakat Cu açısından ise altere serpantinlerdeki manyezite göre oldukça düşük olduğunu belirtmiştir. Sr ve Ba elementlerinin karbonatları aragonit yapısında kristallenir bu nedenle kalsit yapıları manyezitlerde Ba ve Sr yer değiştirmesi çok az olmalıdır. Ti ise ultramafiklerle ilişkili manyezitlerde düşük denizel/evaporitik yataklar ve metamorfik manyezitlerde yüksektir (Martiny ve Rojkokovič, 1977).

REE örnekleri sparry manyezitin oluşumu ve Mg'un kökeninin belirlenmesinde önemlidir. Deniz suyu ve ultramafik kayalar REE açısından fakirdir ve ağır REE grubunun çok az miktarı manyezitin kafes yapısına girebilir. Eu nadiren manyezitte yer alır ve ikincil hidrotermal mobilizasyon ürünüdür (Möller, 1989).

Manyezitlerin oluşumuyla ilgili tartışmalı görüşler vardır. Ana görüşler bozunma (O'Neil ve Barnes, 1971; Möller, 1989; Zachman ve Johannes, 1989) veya hidrotermal süreçlerle (Ilich, 1968; Fallick vd., 1991; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992) oluştuğu şeklindedir.

Bozunma ile oluşumda CO_2 içeren meteorik su; ultramafik kayalardan Mg ve Si'i çözümlenerek çözelti bünyesine alır, geride Fe kalır. Aşağı doğru inen çözeltinin Mg ve Si içeriği artar ve çözelti doygunlaşır. Daha sonra yukarıya doğru yönelen çözeltiden CO_2 'in serbest kalmasıyla manyezit çökelir ve yüzeye yaklaştıkça pH değişir. Manyezitin çökmesi esnasında suyun pH'ının 8.5-10 arasında, Eh'inde buna bağlı olarak 0.75 ile 1.0 arasında olduğu belirtilmiştir (Kuşçu ve Cengiz, 2004).

Hidrotermal süreçler ile oluşumda Ilich (1968), gölsel sedimanter ve ultramafik-yan kayaçlı damar-stokverk tipi manyezitlerin, CO_2 'ce zengin volkanojenik eksalasyon ile oluştuğunu açıklamıştır. CO_2 -içeren hidrotermal çözeltiler ultramafik kayaların kırık-çatlaklarında dolaşırken Mg^{+2} iyonlarınca zenginleşir. Çözelti yüzeye doğru hareket ettikçe basıncın hızlı bir şekilde birden azalmasıyla CO_2 serbest kalır ve manyezit çökelir. Bu oluşum mekanizması Fallick vd., (1991), Abu-Jaber ve Kimberley (1992) tarafından da kabul edilmiştir.

Altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerde $MgCO_3$ 'u oluşturan elemanlardan Mg^{+2} ultramafik kayalardaki olivin ya da serpantinden kaynaklandığı bilinmektedir, bu minerallerin alterasyonu $15^\circ C$ 'ye kadar düşük sıcaklıklarda bile olabilmektedir (Barnes ve O'Neil, 1996). En çok tartışılan konu CO_2 'in kaynağıdır (Pohl, 1990; Rao vd., 1999; Zedef vd., 2000; Cengiz ve Kuşçu, 2003) CO_2 'in aşağıdaki kaynaklardan türemiş olduğu düşünülmektedir.

- 1) Atmosferik CO₂ (O'Neil ve Barnes, 1971).
- 2) Meteorik CO₂, kireçtaşlarının ve dolomitlerin dekarbonlaşması sırasında açığa çıkar (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992).
- 3) Volkanik kökenli CO₂ (Ilich, 1968).
- 4) Topraktaki organik malzemenin ayrışması ile oluşan CO₂ (Zachmann ve Johannes, 1989)
- 5) Organik sedimanların dekarbonlaşmasıyla oluşan CO₂ (Fallick vd., 1991; Brydie vd., 1993).
- 6) Yukarıdakilerin birkaçının karışımıyla oluşan CO₂.

Abu-Jaber ve Kimberley (1992), Margarita adasındaki (Venezuela) ultramafik yan kayaçlı damar tipi manyezit yatakları üzerinde yaptıkları çalışmada, buradaki manyezitlerin çökeliminin serpantinleşme sonrası yüzeye yakın koşullarda oluştuğunu, karbonun kaynağının ise ultramafiklerin üzerine geldiği kireçtaşı ve organik maddece zengin şeyllerin rejyonel metamorfizması ile oluştuğu sonucunu çıkarmıştır. Manyezitte $\delta^{13}\text{C}$ değerinin ise (‰ -16 ile -9) ile derin yerleşimli metamorfik reaksiyonlara uygun olabileceğini belirtmiştir.

Zedef (2000) Konya manyezitlerinde yaptığı çalışmada manyezit oluşumunun 80-100 °C arasında gerçekleştiğini CO₂'in kaynağının ise ofiyolitlerin üzerine bindirdiği organik maddece zengin sedimanlardan kaynaklandığını açıklamıştır. Bu karbonatlı kayaçlar, bindirme sırasındaki sürtünmeden ileri gelen ısı artışı ile bir miktar su ve CO₂ çıkarırlar. Bunu, yüzeysel kökenli atmosferik CO₂ de desteklediğini ve en hafif $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerlerine (‰ 13.1 ve - 12.4) sahip olduğunu belirtmiştir.

Buna göre çalışma sahasındaki manyezit oluşumları için gerekli CO₂'in kaynağının bindirme ile üzerine geldiği karbonat kayaç içerikli metadetritik birimlerden, meteorik suların, yakın çevredeki şeyilli ve karbonatlı kayaçlardan geldiği düşünülmektedir.

İnceleme alanındaki manyezitlerin yankayaçlarına bakıldığında altere ultramafiklerin içerisinde yer aldığı, yan kayacın krizotil, lizardit gibi düşük dereceli serpantin minerallerinden az miktarda antigoritten oluştuğu belirlenmiştir. Krizotil

ve lizardit genel olarak yeşilist fasiyesinin alt seviyelerinde ortaya çıkar, antigorit ise yeşilist/mavişist ve düşük amfibolit fasiyeslerinde gözlenen serpantin grubu mineralidir (Bucher ve Frey, 1994).

Tuncay (2000), Çayırbağı-Meram (Konya)'da altere ultramafiklerde oluşan manyezitlerin iz element içeriğinde Ni 107-23 ppm aralığında; Co 5-2 ppm aralığında; Cu 6-2 ppm aralığında; Fe % 0.01- 0.14 aralığında; Mn 186-6 ppm aralığında; Sr 14-2 ppm aralığında; Ba 32-7 ppm aralığında; Ti ise <0.01 ppm değer göstermektedir. Manav (2001) Harmançık (Bursa) manyezitlerinin iz element içerikleri ise Ni 413-24 ppm aralığında; Co 1-9 ppm aralığında; Cu 1-13 ppm aralığında; Fe 0,02-0.39 % aralığında; Sr 2-40 ppm aralığında, Cr 3-37 ppm aralığında, Ti ise < 0.01 ppm aralığında değer göstermektedir.

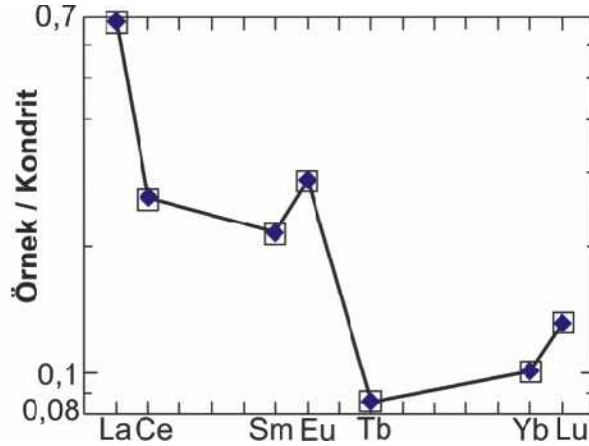
Çalışma sahasındaki manyezitlerin Ni 14-121 ppm aralığında; Co 0.5-2.9 aralığında; Cu 0.4-1.0 aralığında; Fe 0.07-0.04 aralığında; Ba 0.5-5.8 aralığındadır; Sr ise bireysel damarlarda 41.1-28.6 aralığında, stokwerk manyezitlerde ise 113,4-147.1 aralığındadır ve ultramafiklere bağlı oluşan manyezitlerden oldukça yüksek Sr içeriği göstermektedir. Çalışma alanındaki Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Mn, Ba, Hg, Ti ve B element kapsamında bakıldığında altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerle uyumlu olduğu belirlenmiştir.

Altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerin tanımsal nitelikli en önemli özelliklerinden biri çok az miktarda REE içeriğine sahip olmasıdır (Möller 1989). Eu⁺² pozitif anomalisi manyezitin kafes yapısında nadiren bulunur, ikincil hidrotermal mobilizasyon ürünüdür, 200-250 °C sıcaklık koşullarında gelişir (Bau ve Möller, 1992). Çalışma sahasındaki örneklerinde REE içerikleri oldukça düşüktür ve pozitif Eu anomalisi ile altere ultramafiklerde gelişen manyezitlere benzerlik gösterir. Damar ve stokverk olmak üzere iki şekilde gözlenen Süleymaniye manyezit oluşumları Abu-Jaber ve Kimberley (1992)'nin sınıflandırılmasındaki Kraubath Tipi manyezitlerin özelliklerini taşımaktadır.

| Yerleşimi | Örnek |
|---|------------------------------------|
| Ultramafik Kayalarla ilişkili manyezitler | |
| <i>Yüze veya yüze yakın hidrotermal mineralizasyon ile oluşum</i> | |
| Gölsel/evaporitik ortamlarda tabakalı manyezit oluşumları | Rela Stena Tipi |
| Damar-tipi manyezit oluşumları (derin kaynaklı çözelliden ve atmosferik CO ₂ 'den) | Kraubath Tipi |
| Deniz altı ortamında damar-tipi oluşumlar | |
| <i>Meta Ofiyolitik Ortamlarda Manyezit Oluşumu</i> | |
| Yeşilsist fasiyesi ortamlarında manyezit oluşumları | Hochfilzen, Breitenau Greiner Tipi |
| Amliboli fasiyesi ortamlarında manyezit oluşumları | |
| Sedimanter Ortamlarda Tabakalı Manyezitler (Ultramafiklerle İlişkili Olmayan) | |
| Karasal ortamlarda manyezit oluşumları | Redbed Tipi (Alpin permyen) |
| Playa/Sabka ortamında manyezit oluşumları | |
| Güncel ve Kuvaterner | Carroorong L. Sebka el Melah |
| Yaşlı | Barton Farm, Adelaide Syncline |
| Evaporitlerle ilişkili | Kaswasser (Hall) Tipi |
| Denizel-sedimanter kayaç serilerinde manyezit oluşumlar | Sabka el Melah |
| Metasedimanter kayaç serilerindeki manyezit oluşumları | Veitsch Tipi |

Çizelge 5. Manyezit oluşumlarının sınıflandırılması (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992)

Table 5. Classification of magnesite occurrences (Abu-Jaber and Kimberley, 1992)



Şekil 8. İnceleme alanındaki manyezitlerin REE değerlerinin kondirit normalize diyagramı

Figure 8. Chondrite normalized diagram of magnesite's REE values in the study area

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma alanındaki manyezit oluşumlarının jeolojik konumu, mineral birliği ve jeokimyasal özellikleri birlikte değerlendirildiğinde; damar ve stokverk

olmak üzere iki şekilde gözlenen manyezit oluşumları Triyas yaşlı altere ultramafikler içerisinde bulunurlar. Damar tipi manyezit oluşumları manyezit, çok az dolomit ve kalsitten oluşurken, stokverk yapılı manyezitler ise manyezit ve çok az dolomitten oluşur.

Kriptokristalin dokulu ve masif olan manyezit cevherleşmesinin kimyasal analizi sonucunda elde edilen Ni, Cr, Co, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Hg, Ti ve B iz element içerikleri Möller (1989)'a ait grafiklere göre değerlendirildiğinde; sadece damar şeklindeki oluşumlarda Sr içeriklerinin altere ultramafiklere bağlı manyezitlerden yüksek çıktığı diğer elementlerin ise altere ultramafiklere bağlı olarak oluşan manyezitlerle uyum içerisinde olduğu belirlenmiştir. REE değerleri kondrite göre normalize edildiğinde damar ve stokverk manyezitlerin her ikisi de pozitif La, Eu, Lu negatif Ce, Sm, Tb, Y anomalisi göstermektedir ve düşük REE içerikleri ile altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerle benzerlik göstermektedir.

EXTENDED SUMMARY

The magnesite deposits of Süleymaniye village (Eskişehir), which are hosted by Triassic serpentized peridotite, are located in the South of the Izmir-Ankara suture zone. The aim of this study is to examine the magnesite mineralization and geochemical properties of the magnesite occurrences in detail. In this study mapping, petrographic-mineralogic study and geochemistry have been carried out. Magnesite and host rock samples were taken from the study area. The mineralogical composition of these samples were determined by both X-Ray diffractometer (in the General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey) and polarizing microscope. Some of these samples were analysed for major, minor and trace elements using ICP-ES and ICP-MS methods in ACME analytical laboratories (Canada).

The study area is a Metadetrictic unit of the Karkın Formation composed of metaconglomerate, metasandstone and phyllite of the Triassic period. The formation includes a recrystallized Lower Carboniferous-Upper Permian limestone block (Gözler et al., 2004). An ultramafic unit consisting of serpentized peridotite and listvenite, overlies the tectonically metadetrictic unit of the Karkın Formation. The Middle-Upper Miocene Porsuk Formation rests unconformably on the ultramafic unit and is composed of a conglomerate-limestone unit, limestone and marl-clay units. The magnesite indicates two different depositional forms with individual veins and stockwork type magnesite in fractures and cracks which altered the ultramafic rocks. The individual veins are 30-60 cm thick and 1.5-3 m in length. The stockwork magnesite varies

between a few millimeters to 20 cm in thickness. The ultramafic that hosted this magnesite is massive, has a snow white, conchoidal fracture, and a hard and cryptocrystalline texture. Contacts between the magnesite veins and serpentinite are sharp and regular. In thin section and XRD analysis, much of the altered ultramafic host rock consist of chrysotile, lizardite, olivine, pyroxene, and chromite minerals. The minerals in both types of magnesite include magnesite and dolomite while individual magnesite veins besides this have a little calcite.

The Average contents of the major-oxides for individual magnesite veins is MgO 43,73%, SiO₂ 2,95%, FeO₃ 0,75%, CaO 3.73% while the stockwork magnesite is MgO 47.04%, SiO₂ 0, 39%, FeO₃ 0,55%, CaO 1,15%. The percentage/concentration of SiO₂, FeO₃, CaO in magnesite is important for quality and usage, and on this account a low amount of SiO₂ and CaO in stockwork magnesite is determined to be better for sinter magnesite. Some trace elements of magnesite in the study area are correlated with the graphics of trace element distribution in four types of magnesite as given by Möller (1989). In the study area, the Ni content in the magnesite varies between 14-121 ppm; Cr is 6.8-20.55 ppm; Co is 0.5-2.9 ppm and Cu is 0.5-1.0 ppm. The Fe and Mn content of the magnesite range from 279.72 to 559.44 ppm and <77.46 ppm, respectively. The amount of Sr in the individual veins (104.8-147.1 ppm) is higher than in the stockwork type magnesite (14.1-28.8 ppm) and in the altered ultramafic-hosted magnesite, owing to dolomite and calcite content. Möller (1989) indicated that Sr can not enter the magnesite lattice. Martiny and Rojkokovic (1977) explained that Sr replaced Ca. The ratio of Ba is between 0.5 and 7.0 ppm and the Hg and Ti contents are below ICP-MS detection limits. The geochemistry of trace element in magnesite was studied according to Möller (1989)'s trace element distribution diagrams, and in the study area magnesite in Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Ba, Ti contents were determined to suitable for ultramafic-hosted magnesite. The REE (Rare Earth Element) distribution of both types of magnesite indicate the presence of positive La, Eu, Lu anomalies and negative Ce, Sm, Tb, Y anomalies. This indicates oxidizing conditions during deposition and a lower temperature environment.

In the study area ultramafic-hosted individual veins and a stockwork type of magnesite have been formed. The individual veins of magnesite contain

magnesite, dolomite, calcite and the stockwork type of magnesite contains magnesite and dolomite. Both magnesite mineralizations have massive and cryptocrystalline textures, and lines in altered serpentinite. The magnesite in the study area displays Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Ba, Ti and REE content suitable for ultramafic-hosted magnesite.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992. Origin of Ultramafik-Hosted Magnesite on Margarita Island, Venezuela: Mineral Deposita 27, 234-241.
- Barnes, L., ve O'Neil, J.R., 1969. The Relationship Between Fluids in Some Fresh Alpine-type Ultramafics and Possible Modern Serpentinisation, Western United States: Geological Society of America Bulletin, 80, 1947-1960.
- Bau, M. ve Möller, P. (1992) Rare earth element fractionation in metamorphigenetic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. Miner.Petrol., 45, 231-246
- Bucher, K., ve Frey, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks 6th Edition Complete Revision of Winkler's Textbook, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 144-169.
- Brydie, J.R., Fallick, A.E., Ilich, M., Maliotis, G., ve Russell, M. J., 1993. A Stable Isotopic Study Of Magnesite Deposits In The Akamas Area, N.W. Cyprus: Institution Of Mining And Metallurgy Transactions, V. 102, Sec.B, P. B50-B53.
- Cengiz, O., Kuşcu, M., 2003. Madenli (Gelendost-Isparta) Manyezit Cevherleşmesinin Jeoloji ve Jeokimyasal Özellikleri: Geosound Yerbilimleri Dergisi, 43, 45-61. Adana.
- Demirhan, M., 1991. Kümaş Genel Müdürlüğüne Ait Kütahya ve Eskişehir Yörelerinde Yeralan 5 Adet Manyezit Sahasının Prospeksiyon ve Detay Etüt Raporu, MTA Rapor No: 9173, Ankara
- Dabitziyas, S., 1980. Petrology and genesis of the Vavdos cryptocrystalline magnesite deposits, Chalkidiki Peninsula, Northern Greece. Econ. Geol. 75: 1138-1151.
- Dulski, P. & Morteani, G., 1989. Magnesite formation by CO₂ metasomatism during regional metamorphism of the ultrabasic rock of the Ochsner serpentine (Zillertaler Alpen, Tyrol, Austria). Monograph Ser. Mineral Deposits, 28, 95 -104.
- Fallick, A.E., Ilich, M., Russell, M.J., 1991. A stable Isotope Study of the Magnesite Deposits Associated with the Alpine-Type Ultramafic Rocks of Yugoslavia, Economic Geology, 86, 847- 861.
- Gözler, Z., Cevher, F., Erdem, E., Asutay H.J., 1996. Orta Sakarya ve Güneyinin Jeolojisi, MTA Rapor No: 9973, Ankara.
- Ilich, M., 1968. Problems Of The Genesis And Genetic Classification Of Magnesite Deposits. Geol. Caro. 19. 149-160.
- Kuşcu, M ve Cengiz, O., 2004. Geochemical Properties of Different Genesis Magnesite Deposits In The Lake District (Isparta-Burdur) of Turkey: 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Greece, 3, 1601-1604.
- Kümaş A.Ş., 2006. İşlenmiş Manyezitlerin Oksit Değerleri, www.kumasref.com, 28. 12. 2006.
- Manav, H., 2001. Harmancık Bölgesi (Batı Anadolu) Manyezit Yataklarının Jeolojisi ve Oluşumu Geosound Yerbilimleri, 36
- Martiny, E. & Rojkovic, I. 1977. Trace elements in magnesites of Slovakia (Central West Carpathians)-Geol. Zbor. Geol. Carpath., 28, 311-322.
- Möller, P. 1989. Minor and Trace Elements In magnesite Monograph Series On Mineral Deposits 28. 173-195. Gebrüder Borntrager. Berlin-Stuttgart.
- O' Neil, J.R. ve Barnes, I., 1971. C¹³ and O¹⁸ composition in some fresh-water carbonate associated with ultramafic rocks: Western United States: Geochimica et Cosmochimica Acta, 35, 687-697.
- Okay, A.I., 1984. Kuzeybatı Anadolu Yer alan Metamorfik Kuşaklar, Ketin Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu, 83-92.
- Pohl, W., 1990. Genesis of magnesite deposits-models and trends. Geol. Rundschau 79, 291-299.
- Rao, B.K., Sethumadhv, M.S., Prasad, M.H., Mahabaleshwar, T.D., Rao, A.V., 1999. Features and Genesis of Vein-Type Magnesite Deposits in the Doddakanya Area of Karnataka, India: Journal of the Geological Society of India, 54/5, 449-465.
- Sarıiz, K., 1990. Türkmentokat-Kartepe (Eskişehir) Manyezit Yataklarının Oluşumu, MTA Dergisi, 110, 77-96.
- Scroll, E., 2002. Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry, Boletim Paranaense de Geociencias, 50. 59-68.
- Tuncay, A., 2000. Çayırbağı-Meram (Konya) Manyezitlerinin Kökeni Üzerine, Türkiye Jeoloji Bülteni, 43/2, 21-29.
- Zachmann, D.W. ve Johannes, W., 1989. Cryptocrystalline magnesite In: magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry and Formation of Mg-Carbonates (Monograph Series on mineral deposits, 28) (Ed. By. pMöller), 15-28.
- Zedef, V., Russell, M.J., Fallick, A. E., 2000. Genesis of Vein Stockwork and Sedimentary Magnesite and Hydromagnesite Deposits in the Ultramafic Terranes of Southwestern Turkey: A stable Isotope Study, Economic Geology, 95, 429-446.

Makale Geliş Tarihi: 20 Kasım 2006

Kabul Tarihi : 01 Şubat 2007

Received : November 20, 2006

Accepted : February 1, 2007



Yuvaköy Civarındaki Ankara Karmaşığının Petrolojik Özellikleri

Petrological Characteristics of Ankara Melange Around the Yuvaköy Region

Asuman YILMAZ Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260, ISPARTA
yasuman@mmf.sdu.edu.tr
Üner ÇAKIR Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe,
06810, ANKARA

ÖZ

Yuvaköy ve çevresi Ankara-Çankırı Ofiyolitinin yüzeleendiği bir bölgedir. Yuvaköy Ofiyoliti alttan üste doğru tektonik karmaşık, volkanik-sedimanter seri, tektonitler ve kümülatlardan meydana gelir. Bu birimler Kretase ve Tersiyer yaşlı sedimanter birimler tarafından örtülmektedir. Miyosen yaşlı volkanikler ise Tekke volkanitleri ile temsil edilmektedir.

İnceleme alanında tektonik karmaşık değişik boyutlarda harzburjit, gabro, diyabaz, bazalt, radyolarit ve kireçtaşı bloklarından meydana gelmektedir. Tektonitler serpantinleşmiş harzburjitlerden oluşmaktadır. Volkanik ve sedimanter seri ise bazalt, radyolarit, kireçtaşı ve çörtün aralanmalı veya karmaşık olarak bulunduğu seri ile temsil edilmektedir. Tekke volkanitleri ise andezitik lav, aglomera ve tüflerden oluşmaktadır.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre bölgede yüzelenen diyabaz daykları toleyitik, bazaltlar ise alkali karakterdedir. Tekke volkanitlerinden andezitler ortaç bileşimde, subalkali karakterde ve andezit-dasit bileşimindedir.

Mikroskopik incelemeler sonucunda harzburjitler ileri derecede serpantinleşmeye uğramıştır. Bu değişimler bölgenin yeşilist fasiyesi koşullarında düşük-orta dereceli metamorfizmaya uğramasından kaynaklanmaktadır. Bazaltik kayaların metasomatizmadan etkilenerek spilitleştiği tesbit edilmiştir. Kimyasal Bozunma İndeksi (CIA) değerleri, bölgedeki kayaların ortaç zonun ilk evrelerinde kimyasal bozunmaya uğradığını göstermiştir.

Çalışma alanında yüzelenen birimler Alpin Orojenik Hareketlerinin izlerini taşır. İnceleme alanında, yerleşim sırasında ve sonrasında oluşan deformasyon yapıları bindirme fayları ile izlenir.

Anahtar Kelimeler: Ankara-Çankırı Ofiyoliti, Petroloji, Yuvaköy, Türkiye

ABSTRACT

The Yuvaköy neighbourhood is an area where Ankara-Çankırı ophiolite crops out. Yuvaköy ophiolite consists of ascending formations of tectonic complex, volcanic-sedimentary sequence, tectonites and cumulates. These units are covered by Cretaceous and Tertiary sedimentary units. Miocene volcanics are represented by Tekke volcanics.

The examined field is a tectonic complex containing heterogenous harzburgite, gabbro, diabase, basalt, radiolarite and limestone blocks. Tectonites are represented by serpentized harzburgites. Volcanic and sedimentary sequences comprise basalt, radiolarite, and limestone in chert alternations. The Tekke volcanics are comprised of andesitic lava, agglomerate and tuffs.

Results of chemical analyses showed that the diabase dikes are tholeiitic and the basalts are alkaline in character. The andesites of the Tekke volcanics are of intermediate, sub-alkaline character and are andesitic-dacitic compositions.

Harzburgites underwent serpentization to an advanced level. Such a transformation results from the fact that the area has been subjected to a low-medium grade metamorphism of greenschist facies conditions. This study determined that the basaltic rocks were spilitized due to the effect of metasomatism. Chemical Alteration Index (CIA) values indicated that the rocks in the area underwent chemical alteration at the beginning stages of the medium zone.

The outcrops in the units in the studied area, bear traces of Alpine Orogenic Movements. Deformation structures occurred during and after settlement in the studied area, and these are observed as overthrust faults.

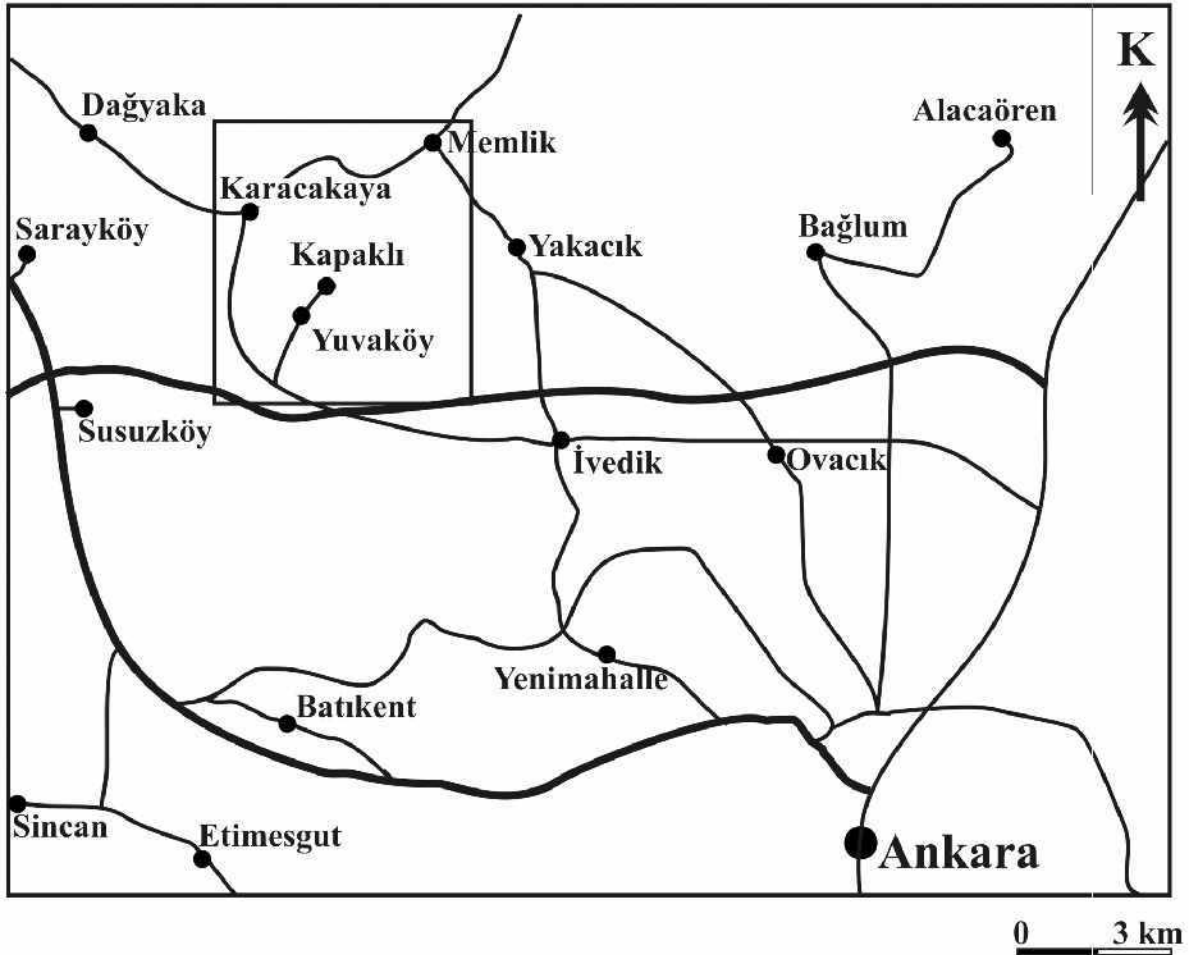
Keywords: *Ankara-Çankırı Ophiolite, Petrology, Yuvaköy, Turkey*

1. GİRİŞ

Ankara melanjı terimi ilk kez Bailey ve Mc Callen (1950) tarafından kullanılmış olup, Araştırmacılar Kuzeyde Pontidlerden gelen ve güneye ilerleyen bir napın (Anadolu Şaryajı) tektonik olarak parçalanması ile oluştuğunu belirtmişlerdir. Hsü (1968)' e göre, genel anlamda Ankara melanjı tektonik bir melanjdir. Sedimanter formasyonlar ve ofiyolite ait kayalar gravite etkisiyle kayarak, sonuçta aşırı derecede parçalanmış killi ve ofiyolitik malzemeden oluşmuş bir matriks içinde, birbiri üstüne bindirmiş konumdaki bloklardan ibaret bir yapı oluşturmuşlardır (Hsü, 1968; Sestini, 1971). Ankara melanjı Türkiye'nin kuzeyinde, İzmir-Ankara-Erzincan suture zonunda gelişmiş olup, bu zon güneyde Kırşehir metamorfik masifi, kuzeyde Rodop-Pontit kıtasal parçası arasında kapanan Neo-Tetisin kuzey kolu olarak tanımlanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Ankara melanjı kuzeyden güneye metamorfik bloklu melanj, kireçtaşı bloklu melanj ve ofiyolitik bloklu melanj

olmak üzere üç haritalanabilir birime ayrılmıştır (Boccatelli vd., 1966). Birçok melanj alanı yoğun deforme olmuş, yüksek-P/düşük-T metamorfik kayalar, kıtasal malzemeler ve okyanusal blok malzemeleri içerir (Hsü, 1974; Tankut vd, 1998). Koçyiğit (1991), Yuvaköy çevresinde haritaladığı ofiyolitik melanjın Orta Kampaniyen öncesi yaşta olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanı Çapan ve Buket (1975) tarafından Ankara Melanjı olarak tanımlanan KKD-GGB uzanımlı bir zon üzerinde yer alır. Ankara'nın 15 km KB' sında yer almaktadır. Bolu H29 d₃ paftasının 5600 hektarlık bölümünü kapsamaktadır (Şekil 1). Bu çalışma kapsamında, Yuvaköy ve Memlik Köyü civarında yüzeylenen Ankara karmaşığına ait birimler ile bunların üzerinde yer alan örtü birimlerinin jeolojik ve petrolojik özelliklerinin belirlenmesi ve etkin olan bozunma süreçlerinin ortaya konularak, yorumlanması amaçlanmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası
Figure 1. Location map of the investigation area

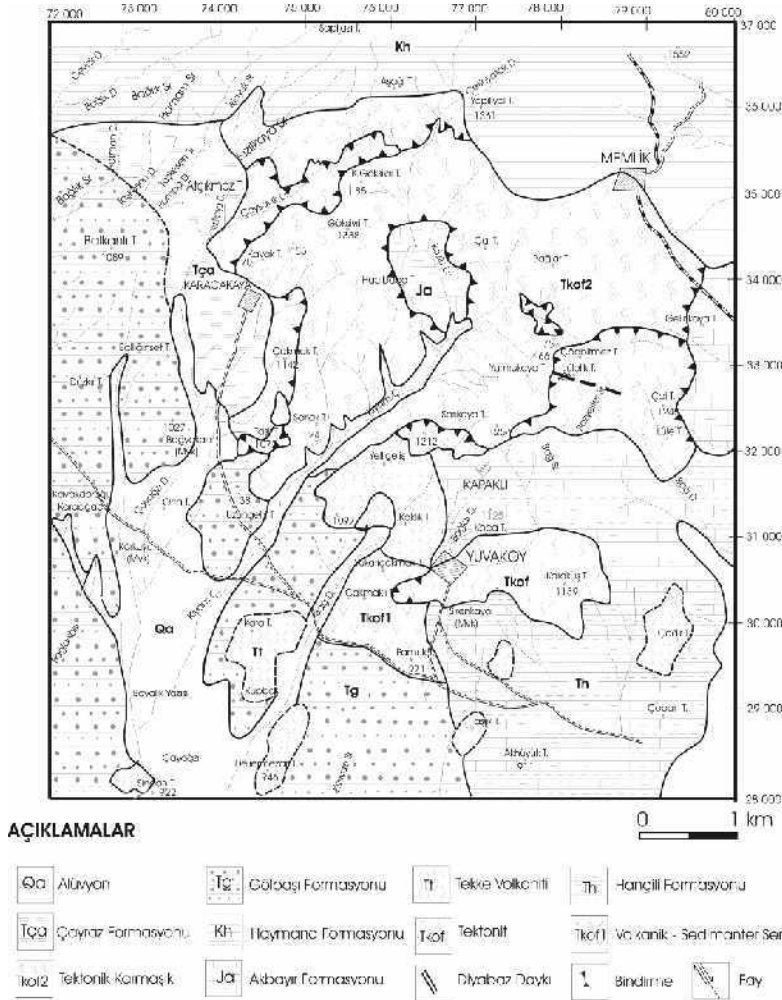
Metot

Bu çalışma ile daha önceki çalışmalarda melanj olarak adlandırılan birim tektonik karmaşık, volkanik-sedimanter seri ve tektonitler olarak üçe ayrıtararak haritalanmıştır. Bölgede yüzeyleyen kayaç topluluklarından laboratuvar çalışmalarına yönelik örnek alınmıştır. Laboratuvar çalışmaları sırasında ilk olarak ince kesit yapımı gerçekleştirilmiştir. H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü İncekesit ve Parlatma Laboratuvarında, sahadan alınan 61 örneğin incekesiti yaptırılmıştır ve örnekler polarizan mikroskopta incelenerek, kayaçların mineralojik-petrografik özellikleri belirlenmiş, ultramafik ve mafik kayaçlardaki metasomatizma etkileri tesbit edilmiştir. XRD çalışmaları, serpantinleşmiş ultramafik kayaçlardaki serpantin minerallerinin belirlenmesi amacıyla, H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü

X-Işınları Laboratuvarında yaptırılmıştır. XRF analizleri; H. Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü X-Işınları Laboratuvarında, 2 diyabaz, 3 andezit, 5 bazalt olmak üzere toplam 10 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu analiz sonuçlarından yararlanarak, CIPW yöntemi yardımıyla kayaçların normatif mineralojik bileşimleri saptanarak, elementler arası ilişkilerden parametreler hesaplanmış ve ilgili diyagramlar kullanılarak yorumlamaları yapılmıştır.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanında en yaşlı birim Jura yaşlı killi kireçtaşlarından oluşan Akbayır formasyonudur. Bu seri üzerine tektonik dokanakla Ankara Ofiyolit Karmaşığı gelmektedir. Bu birimleri kuzeyde Üst Kretase yaşlı konglomera-kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Haymana formasyonu, batıda kireçtaşı ve marnlardan oluşan Eosen yaşlı Çayraz Formasyonu, güneyde ise killi kireçtaşı, marn, kumtaşı ve tüfit ardalanmasından oluşan Miyosen yaşlı Hançili Formasyonu uyumsuz olarak örtmektedir. En üstte konglomera, kumtaşı, çamurtaşından oluşan Pliyosen yaşlı Gölbaşı Formasyonu yer alır. Miyosen yaşlı Tekke Volkanitleri ise andezitik lav, aglomera ve tüflerden oluşmaktadır ve yer yer Hançili formasyonu içinde siller halinde rastlanmaktadır (Şekil 2 ve Şekil 3).



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Yılmaz, 2003)

Figure 2. Geological map of the investigation area

| ÜST SİSTEM | SİSTEM | SERİ | BİRİMLER | SİMGE | LİTOLOJİ | AÇIKLAMALAR | |
|------------|------------|--------------------------|---------------------------|--------------------|--------------------|---|---|
| SENOZOYİK | Kuvaterner | | Alüvyon | Qa | | Diskordans | |
| | | | Tersiyer | Pliyosen | Göbbaşı Formasyonu | Tg | |
| | | Tekke Volkaniti | | Tt | | Diskordans Andezit, aglomera, tuf | |
| | | Hançili Formasyonu | | Th | | Killi kireçtaşı, marn kumtaşı, tuf ardalanması | |
| | | Çayraz Formasyonu | | Tça | | Diskordans Sarı renkli kireçtaşı, marn | |
| | | Haymana Formasyonu | | Kh | | Diskordans Konglomera, kumtaşı, şeyl ardalanması | |
| | MESOZOYİK | Üst Triyas - Üst Kretase | Ankara Ofiyolit Karmaşığı | Tektonit | Tkof | | Diskordans Altere gabro (kümülat) Serpantinleşmiş harzburgit |
| | | | | Tektonik dokanak | Tkof 1 | | Tektonik dokanak Bazalt, radyolarit, kireçtaşı, çört |
| | | | | Tektonik dokanak | Tkof 2 | | Tektonik dokanak Serpantinit, radyolarit, çört kireçtaşı, bazaltik volkanik kayaç blokları |
| | | | | Tektonik dokanak | Ja | | Tektonik dokanak Killi kireçtaşı |
| | | | Dogger-Malm | Akbayır Formasyonu | | | |

ÖLÇEKSİZ

Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Yılmaz, 2003)
Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of the study area

Akbayır Formasyonu (Ja)

Hacıbaba Tepenin kuzeydoğusu, doğusu ve Yazı Dere ile Kozlu Derenin birleştiği yerde yaklaşık 100 hektarlık alanda yüzeylenmektedir. Arazide kirliliği beyaz, pembemsi renkte görülmektedir. Yarı pelajik kireçtaşı ile killi kireçtaşından oluşmaktadır. Yer yer çört ve volkanik ara düzeylidir. Birimin yaşı Orta Jura olarak belirlenmiştir (Akyürek vd., 1981, 1984)

Ankara Ofiyolit Karmaşığı Tektonik Karmaşık (Tkof2)

Ofiyolitlere ait değişik kayaçların ve tabandaki Akbayır formasyonuna ait kireçtaşlarının karmaşık beraberliğini temsil eden birim, Akbayır formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Birim Karacakaya Köyü'nün doğusu, Kapaklı Köyü'nün güneyi, doğusu ve batısı olmak üzere geniş bir alanda yüzeylenmektedir.

Tektonik karmaşık, değişik boyutlarda serpantinleşmiş tektonitler ile volkanik ve sedimanter seriye ait kayaç bloklarından (bazalt, radyolarit, kireçtaşı, çört) oluşmaktadır. Bu kayaçların yanal ve düşey devamlılığına rastlanamamaktadır. Bu nedenle, tektonik karmaşık adı altında incelenmiştir. Tektonitler; genellikle koyu yeşil, yeşilimsi-siyah renkli serpantinleşmiş harzburjitlerden oluşmaktadır. Bozunmuş yüzeyler sarımsı-kahverengimsi renklindedir, fay zonların da ise kırılmış, parçalanmış, breşik bir yapıdadır.

Tektonik karmaşıktaki diyabazlarla temsil edilen damar kayaçları Çöpbitez Tepenin kuzeyinde, Göksivri Tepenin batısında ve Sarlak Tepenin güneyinde mostra verdikleri gözlenmiştir (Şekil 2). Bu damar kayaçları tektonik karmaşık içerisinde gabro ve harzburjitleri kesmekte olup, 1-2 m kalınlığında ve 5-6 m uzunluğundadır. Dayklar genel olarak gri-siyahımsı ve altere olduklarında ise kırmızımsı-kahverengi renk tonlarında gözlenen ince taneli kayaçlardır.

Tektonik karmaşık içerisinde dekametrik boyutlarda bloklar şeklinde bazaltik bileşimli volkanitlere rastlanmaktadır. Bunlar genellikle masif ve yer yer yastık lavlar şeklindedir. Kahverenkli-kırmızımsı ve yer yer yeşilimsi renklerde gözlenirler.

Tektonik karmaşık içerisindeki kireçtaşları Sarlak Tepe, Akkaya Sırtı ve Lülelik Tepe'de olduğu gibi breşik yapıya serpantinleşmiş harzburjitler arasında, dekametrik boyutlarda devamsız tektonik bloklar şeklinde gözlenirler. Genellikle masif yapıya ve beyaz renktedirler. Bununla birlikte yer yer ince tabakalı 5-10 cm kalınlıkta killi kireçtaşı-kireçtaşı ardalanmasından meydana gelen sarımsı gri renklerde kireçtaşlarına da rastlanmaktadır

Volkanik ve sedimanter seri (Tkof1)

Radyolarit, çört, kireçtaşı, çamurtaşı ve bazaltların ardalanmalı veya karışık şekilde bulunduğu bir seri ile temsil edilir. Yer yer ince mermer seviyelerine de rastlanmaktadır. Bu birim arazide kırmızı rengi ile belirgindir. Yuvaköyün batısı, Çakmak Tepe, Yukarı Çakmak Tepe, Sarıkaya Tepe, Yumrukaya Tepe, Karacakaya Köyü güneyi ve kuzeyi; Çakmak Tepe, Kızılkaya Sırtı, Teşrekyayla ve çevresi olmak üzere geniş bir alanda mostra verirler (Şekil 2). Radyolaritler, genellikle kırmızımsı kahverenkli, koyu bordo, koyu kahverenkli renklerde olup genellikle desimetrik kalınlıkta tabakalı, bol çatlaklı, sert bir yapıya sahiptir. Kireçtaşları radyolaritlere göre daha seyrek olarak gözlenir. Bunlar genellikle kırmızı, sarımsı-bej renkli ve ince tabakalı kayaçlar şeklindedir. Çörtler ise kireçtaşları içinde yumrular halinde gözlenmektedir. Çamurtaşları kırmızı-kahverenkli renk tonlarında olup, ince katmanlı, kırılmalı ve kireçtaşları ile ardalanmalı olarak görülür. Bazaltlar ise masif, koyu kırmızı-kahve renk tonlarında gözlenmektedir. Tektonik karmaşık içerisindeki bazaltlarla aynı özelliklere sahiptir. Çakmak Tepe güneyinde, masif, bej renkli ve kristalize mermer seviyesine de rastlanılmıştır. Volkanik ve sedimanter serinin diğer birimlerle ilişkisi tektoniktir. Tektonitler çoğu yerde volkanik ve sedimanter seri üzerine bindirme ile gelirler. Bazı yerlerde ise genç sedimanter birimler tarafından örtülmektedirler.

Tektonitler (Tkof)

Çalışma alanında Tektonik karmaşık ve volkanik-sedimanter seri üzerine tektonik dokanakla gelen bu birim, yer yer metrik kalınlıkta dünitik zonlar içeren ileri derecede serpantinleşmiş harzburjitlerle temsil edilir. En iyi mostralara Yuvaköy'de Koca Tepe ve

Sirenkaya Tepesi arasında, Bağ Deresinde, Bozyerler Sırtı ve Çal Tepe civarında ve ayrıca Tektonik karmaşık içerisinde olmak üzere geniş bir alanda rastlanır. Üstte ise Yumrukaya Tepe, Çakmak Tepe, Kızılkaya Sırtı ve Teşrekayla civarında volkanik ve sedimanter seri ile sınırlıdır.

Mostrada üst yüzeyleri yıkanma ve demiroksit minerallerince zenginleşme sonucu sarı-kahverengi, kırılma yüzeyleri koyu yeşil, yeşilimsi siyah renklerde gözlenir. Fay zonlarında breşleşmiş yer yer şistleşme ve lifsi yapı gösteren serpantinlere rastlanmaktadır. İleri derecede serpantinleşme nedeniyle plastik deformasyon izleri çok belirgin değildir. Bazı mostralarda yıkanmış yüzeylerde ve nispeten taze kalmış kayaçlarda yassılaşıma ve uzama gösteren ortopiroksen ve kromit mineralleri gözlenebilmektedir. Mikroskobik incelemeler ve XRD analizlerinden elde edilen sonuçlar, bu kayaçların krizotil+lizardit+antigorit minerallerinden oluştuğunu göstermektedir. XRD değerine göre krizotil egemen mineraldir, antigorit minerali ise çok az yer almaktadır. Bu durumda dönüşüm sıcaklığının amfibolit fasiyesi değerine ulaştığını, serpantin minerallerinin yeşilşist/mavişist ve düşük amfibolit fasiyesi koşullarında oluştuğunu ve peridotitlerin düşük-orta dereceli değişime maruz kaldıkları sonucunu göstermektedir (Coleman, 1971; Evans ve Frost, 1975).

Kümülatlar

İnceleme alanında kümülatlar genellikle masif, iri taneli yer yer belirgin olmayan tabakalı yapıda gabrolarla temsil edilirler. Yeşilimsi kahverengimsi renklerde, bol çatlaklı ve ileri derecede bozunmuş kayaçlar şeklinde gözlenirler. Çatlaklar genellikle 1-4 cm kalınlıkta olup, ikincil manyezitler tarafından doldurulmuş durumdadır.

Haymana Formasyonu (Kh)

Memlik Köyü'nün kuzeyinde konglomera, kumtaşı ve şeyl ardalanmasında oluşan birim (Şekil 2) Ankara ofiyolitik karmaşığı üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Konglomera yeşilimsi, sarımsı ve kahverenkli olup, sıkı tutturulmuş ve orta-kalın tabakalıdır. Çakılların çoğu melanjlardan türemiştir. Kumtaşları, yeşil, sarı ve kahverenkli. Şeyller, koyu

gri boz renkli, gevşek tutturulmuş, ince tabakalı ve yer yer laminalıdır. Birimin yaşı Maastrichtiyen olarak belirlenmiştir (Akyürek vd.,1984)

Çayraz Formasyonu (Tça)

Kızılyokuş Sırtı ve Atçıkma Tepe civarında görülen birim (Şekil 2) kireçtaşı ve marn ardalanması şeklinde devam etmekte olup, konglomera seviyelerine de rastlanmıştır. İnceleme alanının batısında Ankara ofiyolitik karmaşığı üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Kireçtaşları sarımsı-bej renkli ve bol fosillidir. Bu kireçtaşları arasında yer yer beyazımsı-yeşil renkte yatay tabakalı kumtaşları da görülmektedir. Yine kireçtaşları arasında yeşil-sarı renkli marnlar bulunmaktadır.

Hançili Formasyonu (Th)

Killi kireçtaşı, marn, kumtaşı ve tüfit ardalanmasından oluşan ve yer yer andezit silleri içeren bu birim, Yuvaköy'ün güneyinde yüzelenmektedir ve Ankara ofiyolitik karmaşığına uyumsuz olarak örtmektedir. Birimin yaşı Geç Miyosendir (Tekkaya vd., 1975).

Tekke Volkanitleri (Tt)

Ofiyolitik birimler ve Çayraz Formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer alan, andezitik lav, tüf ve aglomeradan oluşan birim ilk kez Akyürek vd. (1981, 1984) tarafından tanımlanmıştır. Çalışma alanında Kara Tepe, Delilermezarı Tepe, Taşlık Tepe, Yelligeliş Tepe, Kaklık Tepe'de mostra verirler (Şekil 2). Andezitik lavlar genellikle masif, Hançili formasyonu içinde ise siller halinde bulunurlar. Genellikle koyu gri-siyah renkler gösterirler. Bununla birlikte Yelligeliş Tepe ve Kalkık Tepe bölgelerinde yer yer pembemsi andezitlere rastlanmıştır. Mikroskobik incelemeler sonucunda pembe renkli andezitlerin hornblend andezit, gri renkli andezitlerin biyotit andezit olduğu saptanmıştır. Tüfler; gri ve beyaz renklerde olup andezit ve aglomeralar arasında görülür. Aglomera ise bazen tüf ve andezit ile ardalanmalı, bazen tek olarak gözlenir. Aglomeralar 10-15 cm ile 1-2 cm arasında değişen andezit parçaları içerir. Tekke volkanitlerinin yaşı Orta ve Geç Miyosen olarak kabul edilmiştir (Büyükönal, 1971).

Gölbaşı Formasyonu (Tg)

İlk kez Akyürek vd. (1981, 1984) tarafından adlandırılan birim konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından meydana gelir. Birim, arazide boz- gri rengeyle belirgindir. Konglomera ve kumtaşları değişik boyutlardadır ve andezit gibi kayaç parçacıkları içerir. Esas olarak akarsu çökellerinden meydana gelen Gölbaşı formasyonunda fosil bulunamamasına rağmen stratigrafideki yeri ve eski çalışmalar göz önüne alınarak Pliyosen olarak kabul edilmiştir (Akyürek, 1981).

Alüvyon (Qa)

Çalışma alanında Çorak Dere ve Kıyam Çayı boyunca gözlenen alüvyonlar genellikle tutturulmamış veya çok az tutturulmuş, kötü boylanmalı kum, silt, çakıl boyu malzemenen meydana gelmektedir.

MİNERALOJİ VE PETROGRAFI

Tektonik karmaşık

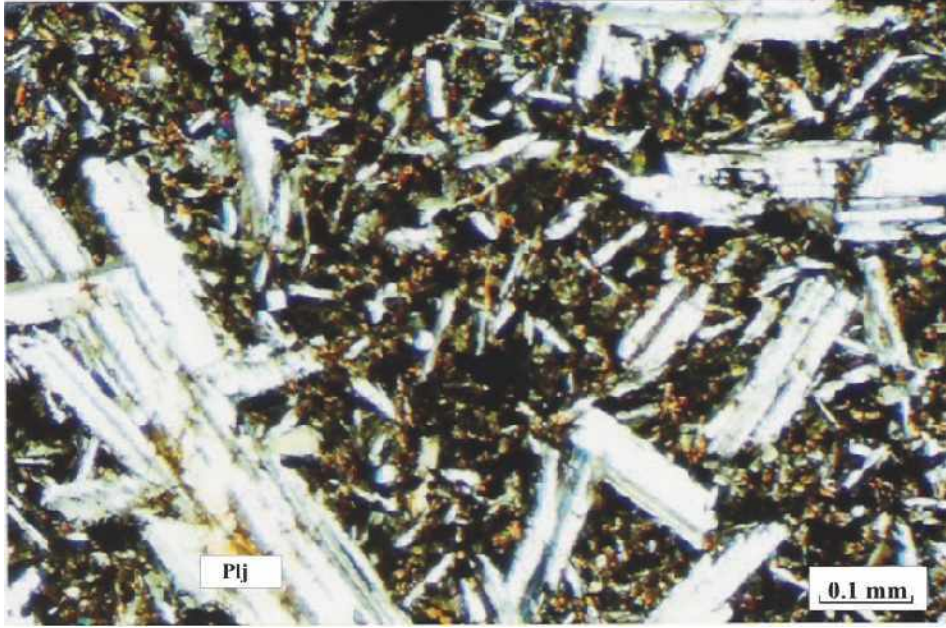
Bu birim ofiyolite ve temele ait değişik kayaların karmaşık beraberliğini temsil etmektedir. Tektonik karmaşıktaki bulunan ofiyolitik birimler diğer ofiyolitik kayalarla aynı petrografik özelliklere sahip olduklarından dolayı ayrı olarak ele alınmamıştır. Sadece diyabaz, bazalt ve mermerin mineralojik özellikleri bu bölümde anlatılmıştır.

Diyabazlar, doleritik doku göstermekte olup, plajiyoklaz (% 40), klinopiroksen (% 30), hornblend (% 20) ve opak minerallerden meydana geldiği gözlenmiştir. Bazı örneklerde ender olarak biyotite rastlanılmıştır (Şekil 4). Plajiyoklaz genellikle özşekilli-yarı özşekilli ince uzun çubuklar şeklindedir, ortalama 0.5-2 mm uzunlukta 0.2-0,5 mm genişliğindedir ve albit ikizlenmesi göstermektedir. Plajiyoklazların sönme açısı Michel Levy Yöntemi kullanılarak An içeriği % 55-60 ile labrador bileşiminde oldukları tesbit edilmiştir. Klinopiroksen (0.2-3 mm) özşekilli ve hornblend (0.5-1 mm) yeşil-kahverengi yeşil renklerde özşekilsiz mineraller şeklinde gözlenmiştir. Biyotit kloritleşme sonucu yeşil bir renk kazanmıştır.

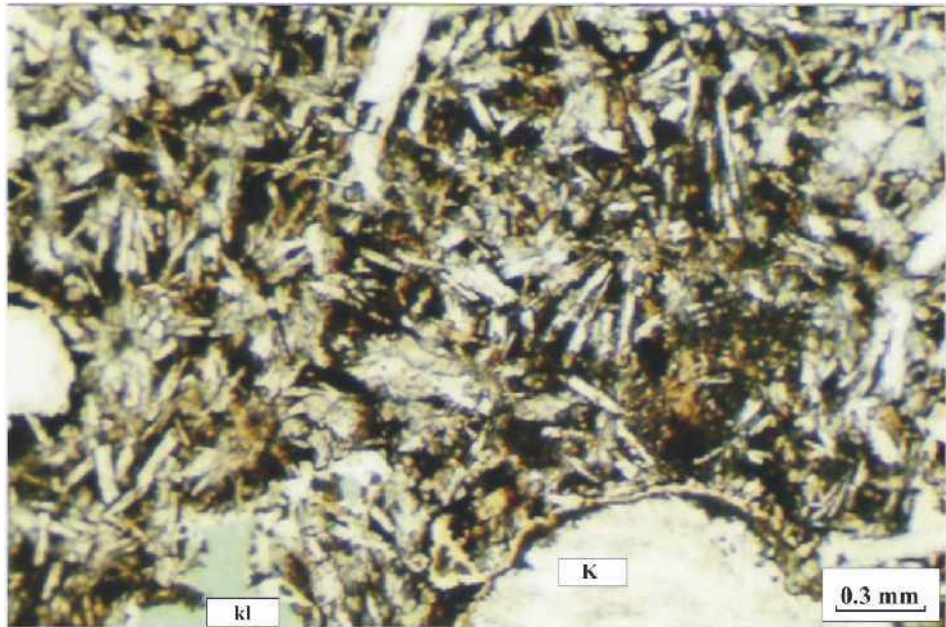
İnceleme alanındaki bazaltlar genellikle masif ve yer yer yastık yapılı lavlar şeklindedir. Bazaltlar intersertal doku göstermektedir, plajiyoklazlar (0.2-0.5mm) genellikle kayacın % 30, klinopiroksen (0.2-1 mm) %15, volkan camı % 40 bulunmaktadır. Plajiyoklaz aynı zamanda <0.35mm olan mikrolitler şeklinde de bulunabilmektedir. Ancak porfirik doku gösteren bazaltta plajiyoklaz fenokristal olarak bulunduğu ve belirgin polisentetik ikizlenme gösterdiğinden An içeriği Michel Levy Yöntemi kullanılarak % 56-58 ile labrador olarak saptanabilmektedir. Kayaç içerisinde yer yer hamuru oluşturan küçük mineraller şeklinde seyrek olarak iri fenokristaller halinde amfibol minerallerine de rastlanmaktadır. Bunların genellikle ileri derecede alterasyon nedeniyle opak minerale dönüşüm gösterebilmektedir (Şekil 5). Opak mineraller (0.1-0.5 mm) hamur içerisinde yarı özşekilli ve küçük bileşenler şeklinde gözlenmektedir. İkincil mineral olarak ise kalsit, klorit ve kalsedon görülmektedir. Bunlardan özellikle kalsit ve kalsedon gaz boşluklarını dolduran mineraller şeklinde gözlenmiştir (Şekil 6). Nadiren uralitleşme ile oluşan aktinolit mineraline de rastlanmıştır. Hamur ise kahverengimsi renkte volkan camından oluşmuştur.

Yastık yapılı lavlar genellikle mikrolitik porfirik-amigdaloidal dokuludur ve albit, klinopiroksen, klorit, epidot, kalsit, demiroksitce zengin volkan camından oluştuğu gözlenmektedir, hamur kahverengidir. Oval ve değişik şekillerdeki gaz boşluklarında ikincil mineral olan kalsit gözlenir. Bazı kesitlerde hamurda çok küçük mineral olarak klinopiroksen bulunmaktadır. Klorit minerali renksiz veya çok soluk yeşil renktedir. Kalsedon minerali renksiz olup, II. Nikolde ışınal- lifsi görünümü vardır. Epidot ise fıstık yeşili rengi ile pistazit olarak adlandırılmıştır.

Tektonik karmaşık ve volkanik-sedimanter seri içinde ince mermer seviyelerine rastlanmaktadır. Bunlar esas olarak özşekilli ve yarı özşekilli kalsit minerallerinden meydana gelmektedir. Yeniden kristalleşmeye uğrayan bölümlerde mozayik doku gözlenir. Kalsitlerde polisentetik lameller şeklinde kayma ikizleri gözlenmektedir ve çift kırması kuvvetlidir. Kuvars, muskovit ve biyotit tali minerallerdir.



Şekil 4. Diyabaz daykının genel mikroskopik görünümü, plj: plajiyoklaz (Çift nikol)
Figure 4. General microscopic view of diabase; plj: plagioclase (cross-polarized light)



Şekil 5. Volkanik-sedimanter seri içerisinde yeralan masif bazaltın genel mikroskopik görünümü. K: kalsit, amf: amfibol (Çift Nikol)
Figure 5. General microscopic view of basalt in volcanic-sedimentary sequences, K: calcite, amf: amphibole (cross-polarized light)



Şekil 6. Tektonik Karmaşık içerisinde yer alan bazaltların genel mikroskobik görünümü, plajiyoklaz mikrolitleri koyu renkli bir hamur içine dağılmış durumdadır K: kalsit, kl: klorit (Tek nikol)

Figure 6. General microscopic view of basalt in tectonic complex, K: calcite, kl: chlorite (polarized light)

Volkanik ve sedimanter birim

Bazaltlar, radyolaritler, kireçtaşları, çamurtaşları ve çörtler ile temsil edilen birimdir. Volkanik ve sedimanter birimde radyolaritlerle aralanmalı olarak bulunan bazaltlar tektonik karmaşıktaki bulunan bazaltlarla aynı petrografik özelliklere sahiptir.

Radyolaritler, çeşitli radyolaryaya kavkı parçaları ile kil-silt boyutunda tanelerden oluşan, kahverengi bir matriks malzemesinden meydana geldiği gözlenmiştir. Radyolaryaya kavkıları silis içeren kuvars ve kalsedon tarafından doldurulmuştur. Kalsedon renksiz-çok soluk kahverengimsi renktedir. İnce kesitteki değişik görünümü nedeniyle kuvarstan ayrılır. Agregat sınırına yaklaşık dik yönde gelişmiş değişik uzunluklar gösteren lifler, ışınal görünümleri ile göze çarpar. Renksiz-soluk kahverengimsi olup, yuvarlak ve sferülitik bir şekilde gözlenir. Kayaçta karbonat mineraller ile opak minerallere de rastlanır. Ayrıca kayaç, ince kılcal damarlar halinde bulunan kalsit mineralleri tarafından kesilmektedir.

Tektonitler

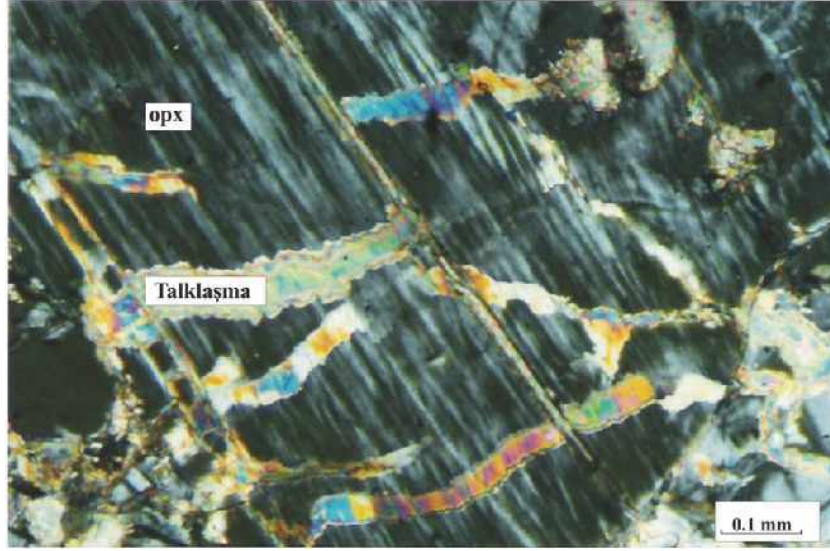
İnceleme alanında tektonitler, serpantinleşmiş harzburjitlerden meydana gelmektedir. Bu birimi oluşturan kayaçlar mikroskopta incelendiğinde kayacın ilksel dokusunun kaybolduğu ve kayacın %

80-90'ının serpantinite dönüştüğü gözlenmektedir. Ancak kayacın içindeki kalıntı minerallerin yardımıyla, serpantinleşmeden önceki kayaç çeşidinin ne olduğunu saptayabilmek mümkün olmakta ve harzburjit ayrımı yapılmaktadır. Ayrıca alınan 4 serpantin örneklerinden XRD yaptırılmış ve elde edilen değerlerden serpantinlerin çoğunlukla klinokrizotil az miktarda ortokrizotil, lizardit ve çok az miktarda antigoritten oluştuğunu bunun yanında ortopiroksenlerin enstatit-bronzit bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

Örneklere özşekli-yarıözşekli, iyi gelişmiş dilinimler gösteren ve paralel sönmesi ile belirgin olan (2 mm) ortopiroksen porfiroblastları bulunmaktadır. Olivinler bol çatlaklı, kalsit damarlarıyla kesilmiş, özşekilsiz mineraller şeklinde olup, çatlaklarından itibaren serpantinleşmenin gelişmesiyle ilksel görünümünü kaybetmiştir. Ortopiroksen minerallerinin çoğunda yavaş soğuma sonucu gelişen, minerallerin dilinimleri boyunca çok ince lameller şeklinde diyopsit eksolüsyonları gözlenmektedir, yer yer çatlaklardan itibaren talk minerallerine dönüşmektedir (Şekil 7). Bazı örneklerde ortopiroksen minerallerinin çatlaklarında opak mineral olan manyetit oluşumu bulunmaktadır. Kayaç içerisinde karbonatlaşma yaygındır, mineraller arasındaki sınırlar boyunca kalsit damarlarının varlığı gözlenmektedir. Klorit mineralinde ikincil olarak

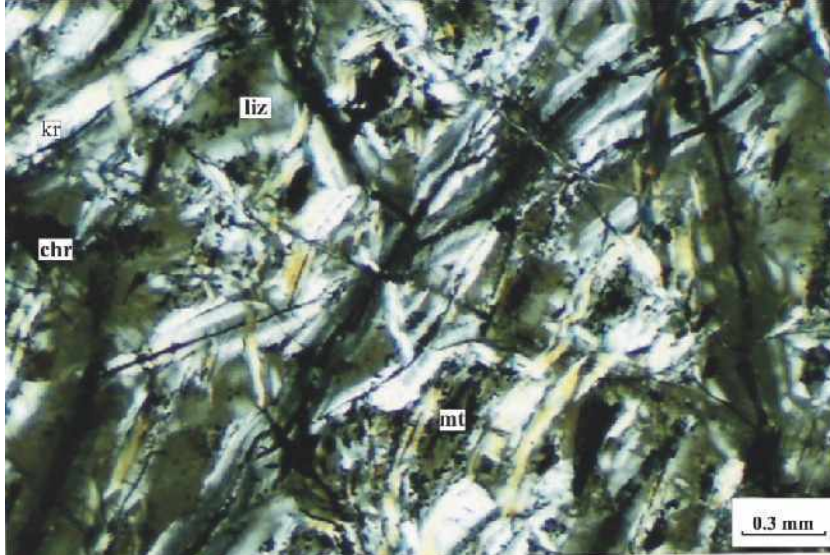
rastlanmaktadır. Kromit mineralleri kahve-siyah renklerde, (0.5-1 mm) yarıözşekilli-özşekilsiz olup bazı kesitlerde yönlenme gösterdikleri gözlenmektedir. Kayaçta lifsi yapıda bulunan serpantin mineralleri krizotil olup, lizardit ve antigoriti optik yöntemle birbirinden ayırmak

mümkün olmamıştır. Ancak XRD yöntemiyle elde edilen difraktogramlar, serpantinleşmiş harzburjit içerisinde krizotil mineralinin daha yaygın olduğunu göstermektedir (Şekil 8). Kayaçtaki mineralojik bileşimler harzburjit (Streckeisen, 1976) karşılık gelmektedir.



Şekil 7. Serpantinleşmiş harzburjitlerdeki ortopiroksen minerallerinde görülen bastitleşme ve talklaşmanın mikroskobik görünümü, opx: ortopiroksen (çift nikol)

Figure 7. Microscopic view bastited of orthopyroxene and talc in serpentinized harzburgites, opx: orthopyroxene (cross-polarized light)



Şekil 8. Serpantinleşmiş harzburjitlerdeki krizotil ve lizardit minerallerinin mikroskobik görünümü. Kr: krizotil, chr: kromit, mt: manyetit (Çift nikol)

Figure 8. General microscopic view of kizotile and lizardite minerals in serpentinized harzburgites, chr: kromit, mt: manyetit, kr: krizotile, liz: lizardite (cross-polarized light)

Kümülatlar

İleri derecede bozunmuş gabrolarla temsil edilmektedir. Bunlar genellikle masif yer yer tabakalı yapıda olup iri tanelidir (3- 5 mm).

Tekke Volkanitleri

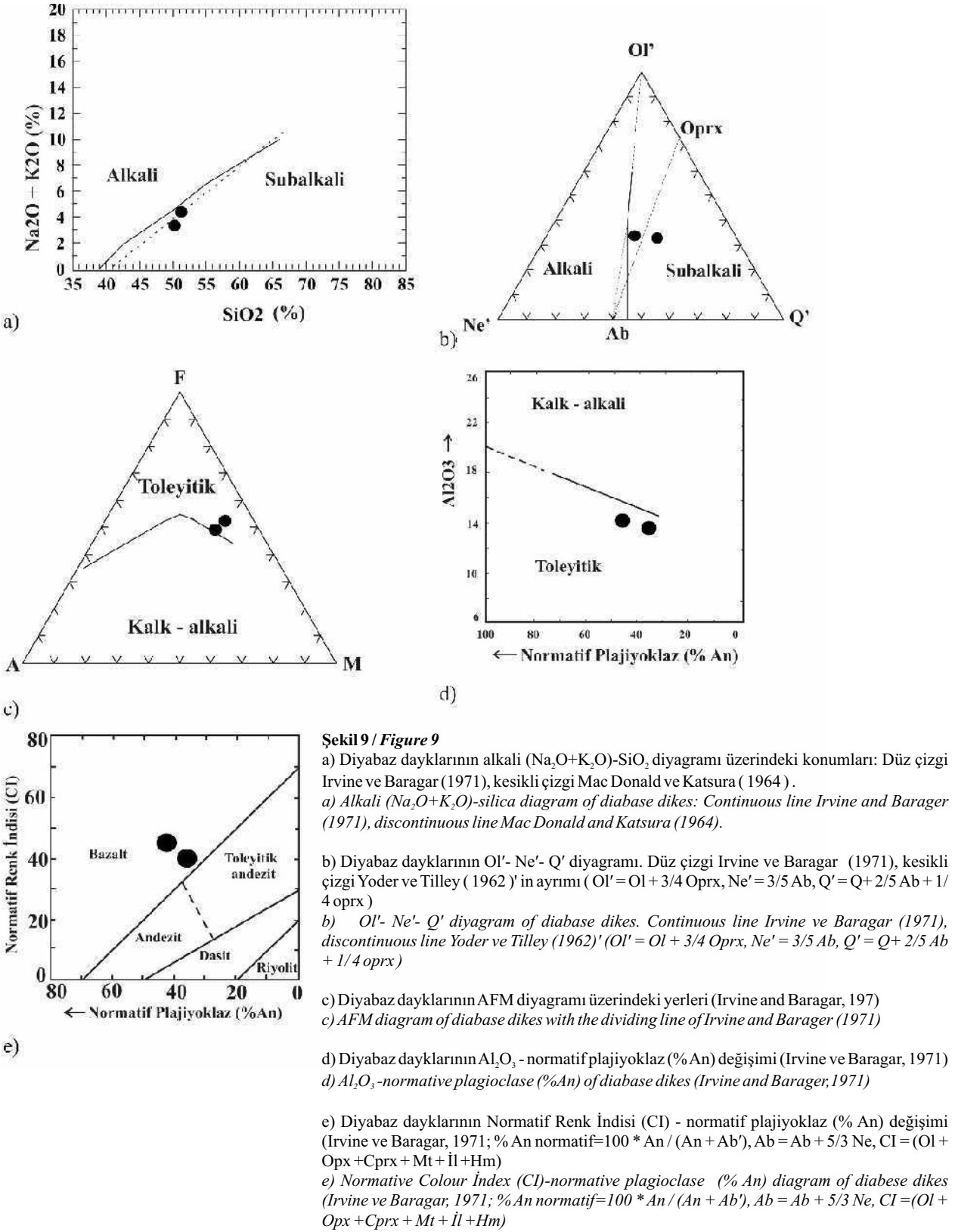
Tekke volkanitleri adı altında toplanan bu kayalar esas olarak andezitik lav, tüf ve aglomeralarla temsil edilmektedir. İnceleme alanındaki andezitler vitrofirik-porfirik dokuludur. Plajiyoklaz, biyotit, amfibol ve opak mineraller hem fenokristaller hemde hamuru oluşturan küçük mineraller şeklinde bulunurlar. Hamurun % 40' a varan önemli bir bölümü ise volkan camından meydana gelmektedir. Plajiyoklaz fenokristalleri (1-3 mm), genellikle özşekilli olup belirgin zonlu doku ve dalgalı sönme göstermektedir. Bu nedenle anortit içeriği optik yöntemlerle ölçülememektedir. Amfiboller (1mm) yeşilimsi-kahverengi renklerde, özşekilli-yarı özşekillidir. Bazı amfibol minerallerinin kenarlarından itibaren opasitleştiği gözlenmiştir. Az miktarda kahverengi hornblende rastlanmaktadır ve sönme açısı 13-15° civarındadır. Biyotitler (1-1.5 mm) kahverenkli fenokristaller şeklinde gözlenir, amfibollerde olduğu gibi biyotitlerinde kenarlarından itibaren opasitleştiği gözlenmiştir. Hamur ise kahverenkli olup, volkan camı ile plajiyoklaz, amfibol, biyotit mikrolitlerinden oluşmaktadır. Ayrıca hamurda mikrolitlerin paralel dizilmesi ile oluşan akma dokusu da mevcuttur.

JEOKİMYA

İnceleme alanında yüzeylenen diyabaz daykları, bazaltlar ve andezitler üzerinde ana element analizleri yapılmıştır. Analiz değerlerinden itibaren normatif minerallerin hesaplanması için önce H₂O düzeltilmesi yapılmış, toplam değerden H₂O çıkarıldıktan sonra bu değerler 100'e tamamlanmıştır. Daha sonra Fe düzeltilmesi Irvine ve Baragar (1971)' in önerdiği şekilde Fe₂O₃= TiO₂ + 1.5 kabul edilerek hesaplanmış ve sonuçlardan yararlanarak C.I.P.W. normları hesaplanmıştır. Sınıflandırma sırasında Irvine ve Baragar (1971) ile Miyashiro (1975)' nun önerdiği sınıflandırma diyagramları kullanılmıştır.

Diyabaz Daykları

İnceleme alanında yüzeylenen 2 adet diyabaz örneğinin ana oksit element analiz sonuçları ve normatif mineralojik bileşimleri Çizelge 1'de verilmiştir. Çizelge 1'de görüldüğü gibi diyabaz dayklarının SiO₂ içeriği % 50.02 ve % 50.92 dir. SiO₂ içeriği % 52'den düşük olan diyabaz dayklarının bazik bileşimde olduğu görülmektedir. Diyabaz örnekleri Irvine ve Baragar 1971'in SiO₂-alkali içeriği (Na₂O + K₂O) değişim diyagramında göre her iki örnekte subalkali alana düşmektedir (Şekil 9a). Irvine ve Baragar (1971)' in OI'- Ne'- Q' diyagramı (Şekil 9b) üzerinde diyabazların subalkali bölüme düştüğü görülmektedir. Kayalarda feldispatoyid mineralleri ve alkali piroksen (eğirin, eğirinojit) minerallerinin bulunmaması, alkali feldispatın az miktarda olması, kayaların sub alkali olduğunu mineralojik olarak desteklemektedir. Kayalardaki alkali içeriği (Na₂O+K₂O), susuz olarak hesaplandığında %3.61 ile %4.64 arasında değişir. MgO içeriği ise %8.25 - %8.59 arasında değişir. Fe bakımından ise fakir olmamakla birlikte Fe zenginleşmesi göstermemektedir. Bu özellikteki kayalar, AFM diyagramına yerleştirildiğinde Fe bakımından daha zengin olan örneğin toleyitik alanda olduğu diğer örneğin ise kalkalkali alana düştüğü görülmektedir (Şekil 9c). Örneğin kalkalkali özellik göstermesi kayanın maruz kaldığı Na-metasomatizması ile açıklanabilir. Kayaların Al₂O₃ içeriği ise %13.70 ile %15.07 arasındadır. Bu değerler Al₂O₃-normatif plajiyoklaz grafiğine taşındığında, kayaların toleyitik alana düştüğü görülmektedir (Şekil 9d). Normatif renk indisi - % An diyagramında her iki örneğinde bazalt alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 9e). İnceleme alanındaki diyabaz dayklarının kimyasal bozunma şiddeti, Nesbitt ve Young (1982)' in kimyasal bozunma indeksi (CIA) = 100 * Al₂O₃ / (Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O) formülü ile bulunmuştur. Bozunmanın ve CIA 47 ise başlangıç, CIA = 47-85 arası ortaç, CIA85 ise ilerlemiş olduğu belirtilmiştir. Buna göre diyabaz dayklarının bozunma indeksi; YD 69B' nin CIA değeri 58,28, YD 48 B' nin CIA değeri 51.68 olarak hesaplanmış ve kimyasal bozunma şiddetinin ise ortaç zon, hatta ortaç zonun ilk evrelerinde olduğu belirlenmiştir.



Şekil 9 / Figure 9

a) Diyabaz dayklarının alkali (Na_2O+K_2O)- SiO_2 diyagramı üzerindeki konumları: Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964).

a) Alkali (Na_2O+K_2O)-silica diagram of diabase dikes: Continuous line Irvine and Baragar (1971), discontinuous line Mac Donald and Katsura (1964).

b) Diyabaz dayklarının Ol' - Ne' - Q' diyagramı. Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Yoder ve Tilley (1962)'in ayrımı ($Ol' = Ol + 3/4 Oprx$, $Ne' = 3/5 Ab$, $Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 oprx$)

b) Ol' - Ne' - Q' diyagram of diabase dikes. Continuous line Irvine ve Baragar (1971), discontinuous line Yoder ve Tilley (1962)' ($Ol' = Ol + 3/4 Oprx$, $Ne' = 3/5 Ab$, $Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 oprx$)

c) Diyabaz dayklarının AFM diyagramı üzerindeki yerleri (Irvine and Baragar, 1971)

c) AFM diagram of diabase dikes with the dividing line of Irvine and Baragar (1971)

d) Diyabaz dayklarının Al_2O_3 - normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar, 1971)

d) Al_2O_3 -normative plagioclase (%An) of diabase dikes (Irvine and Baragar, 1971)

e) Diyabaz dayklarının Normatif Renk İndisi (CI) - normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar, 1971; % An normatif=100 * An / (An + Ab'), Ab = Ab + 5/3 Ne, CI = (Ol + Opx + Cprx + Mt + İl + Hm)

e) Normative Colour Index (CI)-normative plagioclase (% An) diagram of diabese dikes (Irvine ve Baragar, 1971; % An normatif=100 * An / (An + Ab'), Ab = Ab + 5/3 Ne, CI = (Ol + Opx + Cprx + Mt + İl + Hm)

| | Element | YD48B | YD 69B | |
|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|-------|
| Analiz Sonuçları | SiO ₂ | 42.68 | 41.65 | |
| | Al ₂ O ₃ | 12.61 | 11.21 | |
| | Fe ₂ O ₃ | 10.03 | 9.65 | |
| | MnO | 0.118 | 0.139 | |
| | MgO | 7.18 | 6.75 | |
| | CaO | 5.14 | 7.52 | |
| | Na ₂ O | 3.71 | 2.37 | |
| | K ₂ O | 0.18 | 0.58 | |
| | TiO ₂ | 2.31 | 2.21 | |
| | P ₂ O ₅ | 0.33 | 0.33 | |
| | H ₂ O | 13.51 | 14.90 | |
| | Toplam | 97.80 | 97.31 | |
| | Düzeltilmiş Sonuçlar | SiO ₂ | 51.02 | 50.92 |
| | | Al ₂ O ₃ | 15.07 | 13.70 |
| Fe ₂ O ₃ | | 4.27 | 4.21 | |
| FeO | | 7.09 | 7.0 | |
| MgO | | 8.59 | 8.25 | |
| CaO | | 6.15 | 9.20 | |
| Na ₂ O | | 4.43 | 2.90 | |
| K ₂ O | | 0.21 | 0.71 | |
| TiO ₂ | | 2.76 | 2.70 | |
| P ₂ O ₅ | | 0.39 | 0.40 | |
| Toplam | | 99.99 | 99.99 | |
| C.I.P.W. Normları | | Q | - | - |
| | | Or | 1.24 | 4.19 |
| | | Ab | 37.44 | 24.50 |
| | An | 20.58 | 22.23 | |
| | Ne | - | - | |
| | Cprx | 6.06 | 16.73 | |
| | Oprx | 19.45 | 17.57 | |
| | Ol | 2.89 | - | |
| | Mt | 6.19 | 6.10 | |
| | Il | 5.24 | 5.13 | |
| | Ap | 0.92 | 0.94 | |
| | Toplam | 100.01 | 100.00 | |

Çizelge 1. Diyabaz dayklarının ana element içeriği ve C.I.P.W. Normları
Table 1. Chemical composition and C.I.P.W norms of diabase dikes

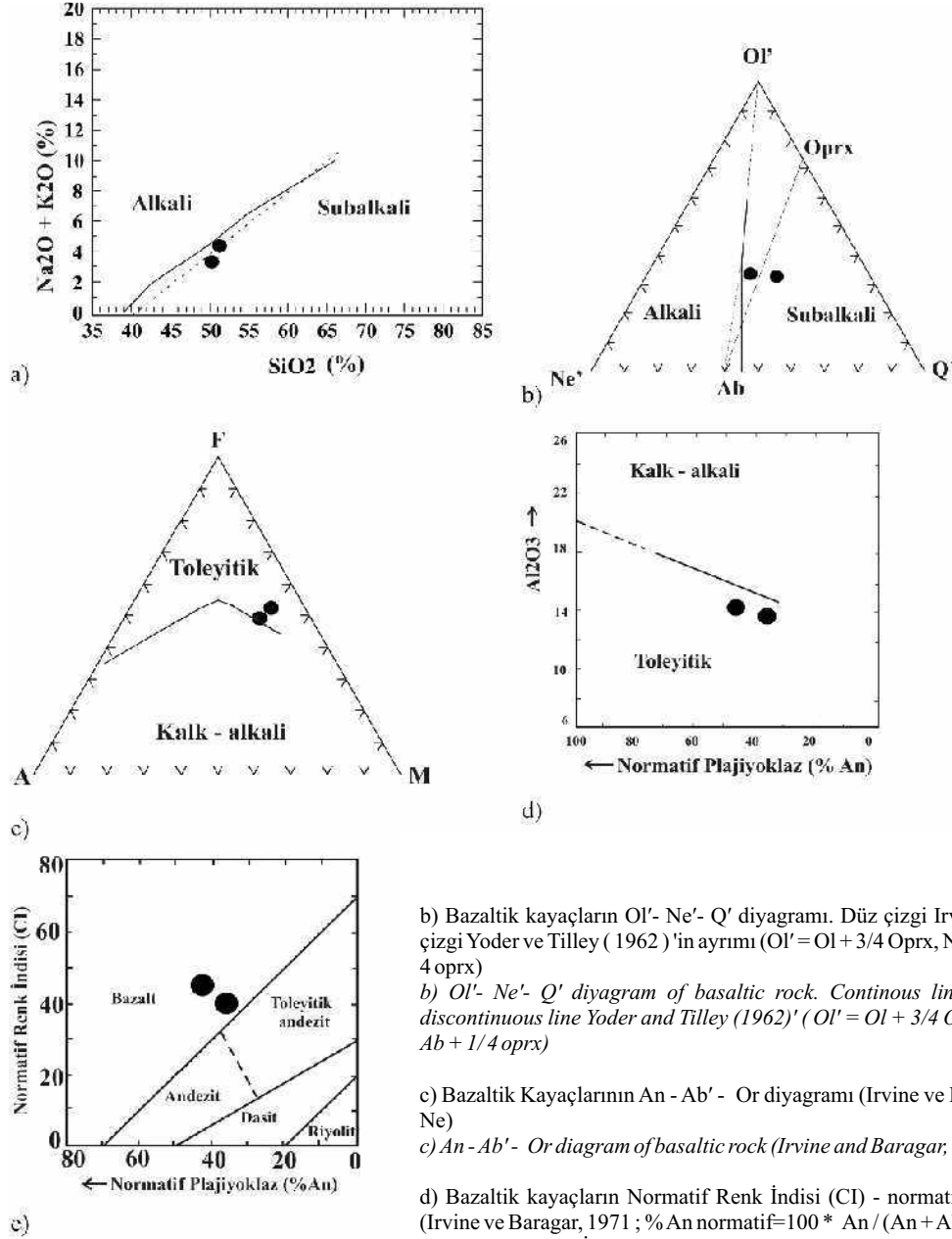
Bazaltlar

İnceleme alanında yüzeylenen 5 adet bazalt örneğinin majör element analiz sonuçları ve normatif mineralojik bileşimleri Çizelge 2'de verilmiştir. İnceleme alanında yüzeylenen bazaltların susuz SiO₂ içeriği % 53.50 ile % 47.64 arasındadır ve magma karakterini belirlemek amacıyla bazalt örnekleri silis-toplam alkali değişim diyagramına yerleştirildiğinde alkali alanda yer almaktadır (Şekil 10a). Irvine ve Baragar (1971)' in Ol'- Ne '- Q' diyagramı üzerinde (Şekil 10b) kayaçların yine alkali alana düştüğü görülmektedir. Çizelge 2' de ise bazaltlarda normatif nefelin mineralinin bulunduğu, kuvars ve

ortopiroksen minerallerine hiç rastlanmadığı görülmektedir. Mineralojik bileşim de bu sonucu desteklemektedir. An-Ab'-Or diyagramı üzerinde (Şekil 10c) örneklerin potasik ve sodik alanda yer aldığı görülmektedir. Daha sonra potasik alana düşen örnekler için Şekil 10'deki diyagram, sodik alana düşen örnekler için Şekil 10e' deki normatif renk indeksi (CI)normatif plajiyoklaz (% An) diyagramı kullanılmıştır. Bu diyagramlara göre örneklerin trakibazalt, alkali bazalt ve hawaii tip bazalt alanına düştüğü görülmektedir. Nesbitt ve Young (1982)' in kimyasal bozunma indeksi (CIA) = $100 * \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)}$ formülü ile bazaltik kayaçların bozunma indeksi YB60' nin 48.1, YB69A'

nın 51.40, YB52B' nin 45.44 olarak hesaplanmıştır. Ayrıca kimyasal bozunma şiddetinin % 47-% 85 arasında olması durumunda, ortaç bozunma olduğunu belirten Nesbit ve Young, 1982' ye göre bazaltların

diyabaz dayklarında olduğu gibi ortaç zondaki bozunmaya maruz kaldığı ve özellikle Na metasomatizmasına uğradığı belirlenmiştir.



Şekil 10/ Figure 10

a) Bazaltik kayaçların alkali ($Na_2O + K_2O$)- SiO_2 içerikleri: Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964)

a) Alkali (Na_2O+K_2O)-silica diagram of basaltic rock: Continous line Irvine and Barager (1971), discontinuous line Mac Donald and Katsura (1964).

b) Bazaltik kayaçların Ol' - Ne' - Q' diyagramı. Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Yoder ve Tilley (1962)'in ayrımı ($Ol' = Ol + 3/4 Opx$, $Ne' = 3/5 Ab$, $Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 opx$)

b) Ol' - Ne' - Q' diyagram of basaltic rock. Continous line Irvine ve Baragar (1971), discontinuous line Yoder and Tilley (1962)' ($Ol' = Ol + 3/4 Opx$, $Ne' = 3/5 Ab$, $Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 opx$)

c) Bazaltik Kayaçlarının An - Ab' - Or diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971; $Ab' = Ab + 5/3 Ne$)

c) An - Ab' - Or diagram of basaltic rock (Irvine and Baragar, 1971; $Ab' = Ab + 5/3 Ne$)

d) Bazaltik kayaçların Normatif Renk İndisi (CI) - normatif plajiyoklaz (% An) değişimi (Irvine ve Baragar, 1971; %An normatif= $100 * An / (An + Ab')$, $Ab' = Ab + 5/3 Ne$, $CI = Ol + Opx + Cprx + Mt + Il + Hm$)

d) Normative Colour Index (CI)- normative plagioclase (% An) diagram of basaltic rock (Irvine ve Baragar, 1971; %An normatif= $100 * An / (An + Ab')$, $Ab' = Ab + 5/3 Ne$, $CI = Ol + Opx + Cprx + Mt + Il + Hm$)

| Element | YB.61 | YB.57 | YB.69A | YB.52B | YB.60 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 46.19 | 48.64 | 44.35 | 46.78 | 45.67 |
| Al ₂ O ₃ | 14.78 | 16.16 | 14.28 | 12.18 | 13.24 |
| Fe ₂ O ₃ | 12.00 | 9.27 | 12.82 | 12.05 | 12.00 |
| MnO | 0.166 | 0.115 | 0.134 | 0.103 | 0.118 |
| MgO | 5.80 | 2.47 | 5.10 | 6.25 | 6.22 |
| CaO | 8.44 | 4.02 | 7.95 | 7.81 | 10.97 |
| Na ₂ O | 4.28 | 4.21 | 3.80 | 1.64 | 3.30 |
| K ₂ O | 0.51 | 4.23 | 1.75 | 5.17 | 0.61 |
| TiO ₂ | 2.80 | 1.61 | 3.04 | 2.53 | 1.97 |
| P ₂ O ₅ | 0.51 | 0.83 | 0.45 | 0.40 | 0.25 |
| H ₂ O | 5.08 | 5.87 | 4.75 | 3.13 | 4.09 |
| Toplam | 100.56 | 97.425 | 98.42 | 98.10 | 98.43 |
| SiO ₂ | 48.78 | 53.50 | 47.79 | 47.64 | 48.82 |
| Al ₂ O ₃ | 15.61 | 17.77 | 15.38 | 12.40 | 13.28 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.47 | 3.28 | 4.79 | 8.20 | 8.64 |
| FeO | 7.56 | 6.34 | 8.26 | 8.41 | 8.77 |
| MgO | 6.12 | 7.71 | 5.49 | 6.36 | 6.24 |
| CaO | 8.91 | 4.42 | 8.56 | 7.95 | 11.02 |
| Na ₂ O | 4.52 | 4.63 | 4.09 | 1.67 | 3.30 |
| K ₂ O | 0.53 | 4.65 | 1.89 | 5.26 | 0.61 |
| TiO ₂ | 2.95 | 1.77 | 3.27 | 2.63 | 1.97 |
| P ₂ O ₅ | 0.53 | 0.92 | 0.48 | 0.41 | 0.25 |
| Toplam | 99.99 | 100.09 | 100 | 100.08 | 100 |
| Q | - | - | - | - | - |
| Or | 3.13 | 27.50 | 11.18 | 31.11 | 3.62 |
| Ab | 31.3 | 35.97 | 27.08 | 13.91 | 25.71 |
| An | 16.66 | 13.91 | 17.99 | 10.75 | 19.61 |
| Ne | 6.66 | 1.70 | 4.05 | 1.31 | 1.18 |
| Cprx | 19.58 | 2.15 | 17.45 | 17.73 | 26.98 |
| Oprx | - | - | - | - | - |
| Ol | 8.06 | 8.58 | 8.05 | 7.33 | 6.02 |
| Mt | 7.76 | 4.76 | 6.95 | 11.89 | 12.53 |
| Il | 5.60 | 3.36 | 6.15 | 4.99 | 3.74 |
| Ap | 1.25 | 2.17 | 1.13 | 0.97 | 0.59 |
| Toplam | 100 | 100.1 | 100.03 | 99.99 | 99.98 |

Çizelge 2. Bazaltik Kayaçların ana element içeriği ve C.I.P.W. Normları
Table 2. Chemical composition and C.I.P.W norms of basaltic rocks

Tekke Volkanitleri

İnceleme alanında yüzeylenen 3 adet andezit örneğinin majör element analiz sonuçları ve normatif mineralojik bileşimleri Çizelge 3'de verilmiştir. İnceleme alanında yüzeylenen andezitik kayaçların SiO₂ içeriği % 67.38 - % 67.75 arasındadır ve ortaç bileşimde olduğu görülmektedir. Magma karakterini belirlemek amacıyla örnekler Irvine ve Baragar (1971)' in SiO₂-alkali içeriği (Na₂O + K₂O) değişim diyagramına yerleştirildiğinde ise subalkali alanda yer almaktadır (Şekil 11a). Subalkalen bir magma ürünü olan kayaçlar AFM diyagramına yerleştirildiğinde ise örneklerden birinin toleyitik diğerlerinin kalkalkali alana düştüğü görülmektedir. Çizelge 3'de verilen normatif mineralojik içeriğine bakıldığında kuvars,

Ca-bakımından fakir ortopiroksen, feldspat minerallerinin bulunduğu ve mineralojik incelemeler sonucunda biyotit ve hornblendin de bulunduğu görülmektedir. Bu durum, bu kayacın kalkalkali karakterde olduğunu desteklemektedir (Şekil 11b). Normatif renk indisi (CI)-%An diyagramında örneklerin hepsinin andezit alanında olduğu görülmektedir (Şekil 11c). Nesbitt ve Young (1982)' in kimyasal bozunma indeksi (CIA) = $100 \cdot \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)}$ formülü ile hesaplanmıştır. Buna göre andezitlerin bozunma indeksi YA.34' ün 62.68, YA.41' in 61.53, YA.11'in 61.68 olarak bulunmuştur ve kimyasal bozunma şiddetinin % 47-% 85 arasında olması durumunda ortaç bozunmadan bahsedildiğini belirtmişlerdir (Nesbitt ve Young, 1982). Buna göre ortaç zonun ilk evrelerinde bozunma

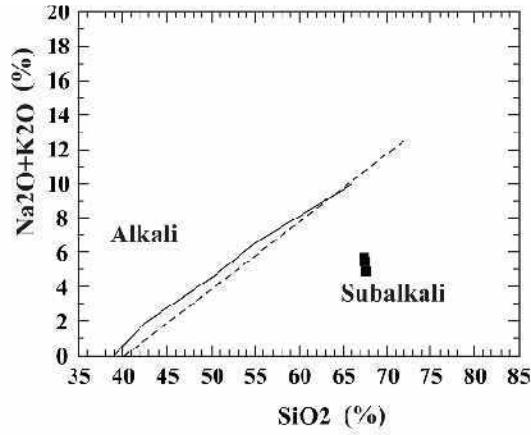
geçirdikleri belirlenmiştir. Örnekler daha sonra Le Bas vd. (1986) geliştirdikleri alkali-silis diyagramına yerleştirildiğinde dasit alanına düştüğü (Şekil 11d), Peccerillo ve Taylor (1976)' ya göre SiO_2 ve K_2O diyagramına yerleştirildiğinde ise kalkalkalen ve dasit bileşiminde olduğu görülmektedir (Şekil 11e). Örnekler Irvine ve Baragar yöntemine göre ise andezit bölgesine düşmektedir. Bu sonuç, kayaçların modal mineralojik bileşimleri ile uyumludur. Buna karşılık Le Bas vd. (1986), Peccerillo ve Taylor (1971)

diyagramlarında ise dasit alanına düşmektedir. Bu nedenle sonuçlar daha geniş alanda çalışma yapan Seyitoğlu ve Büyükönal (1995)'in sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Örnekler T.A.S. (Le Bas vd., 1986) ve K_2O - SiO_2 (Peccerillo ve Taylor, 1976) diyagramlarında dasit ve andezit alanlarına düşmektedir. Sonuç olarak Tekke volkanitlerinin ortaç bileşimde, subalkali karakterde, andezit-dasit bileşimde olduğu belirlenmiştir.

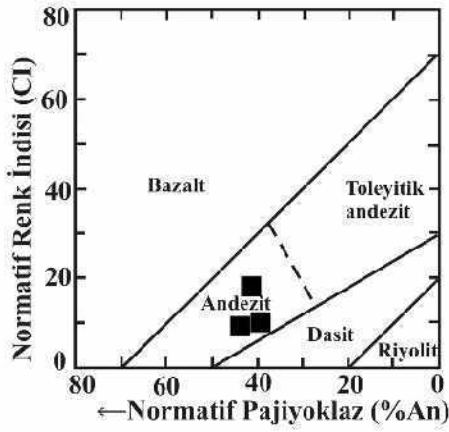
| | Element | YA.41 | YA.11 | YA.34 |
|-------------------------|-------------------------|----------------|--------|--------|
| Analiz Sonuçları | SiO_2 | 64.64 | 60.35 | 64.26 |
| | Al_2O_3 | 16.06 | 15.27 | 16.23 |
| | Fe_2O_3 | 3.52 | 3.39 | 3.94 |
| | MnO | 0.020 | 0.021 | 0.024 |
| | MgO | 0.54 | 0.44 | 0.49 |
| | CaO | 4.82 | 4.49 | 4.82 |
| | Na_2O | 3.76 | 3.65 | 3.54 |
| | K_2O | 1.46 | 1.35 | 1.32 |
| | TiO_2 | 0.50 | 0.52 | 0.54 |
| | P_2O_5 | 0.26 | 0.27 | 0.42 |
| | H_2O | 1.23 | 1.51 | 1.50 |
| | Toplam | 96.81 | 91.26 | 97.05 |
| | Düzeltilmiş Sonuçlar | SiO_2 | 67.75 | 67.38 |
| Al_2O_3 | | 16.83 | 17.05 | 17.03 |
| Fe_2O_3 | | 2.02 | 2.08 | 2.034 |
| FeO | | 1.52 | 1.52 | 1.91 |
| MgO | | 0.56 | 0.49 | 0.51 |
| CaO | | 5.05 | 5.01 | 5.05 |
| Na_2O | | 3.94 | 4.08 | 3.71 |
| K_2O | | 1.53 | 1.50 | 1.38 |
| TiO_2 | | 0.52 | 0.58 | 0.53 |
| P_2O_5 | | 0.27 | 0.30 | 0.44 |
| Toplam | | 99.99 | 99.99 | 99.99 |
| Q | | 27.9 | 27.19 | 29.64 |
| Or | | 9.05 | 8.87 | 8.16 |
| C.I.P.W. Normları | Ab | 33.30 | 34.48 | 31.35 |
| | An | 23.49 | 23.12 | 22.48 |
| | Ne | - | - | - |
| | Cpx | - | - | - |
| | Opx | 1.66 | 1.32 | 2.25 |
| | Ol | - | - | - |
| | Mt | 2.93 | 3.02 | 2.94 |
| | İl | 0.98 | 1.10 | 1.00 |
| | Ap | 0.64 | 0.70 | 1.03 |
| | Crd | 0.070 | 0.2 | 1.16 |
| | Toplam | 100.02 | 100.00 | 100.01 |

Çizelge 3. Andezitlerin ana element içeriği ve C.I.P.W. Normlar

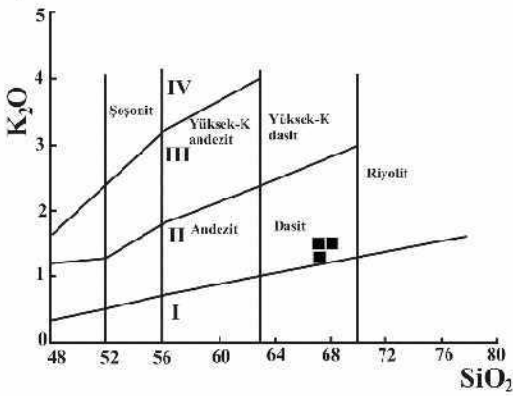
Table 3. Chemical composition and C.I.P.W norms of andesite



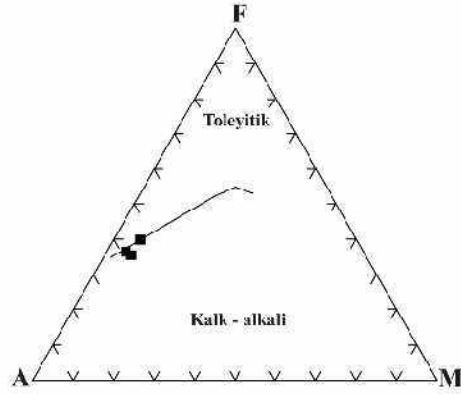
a)



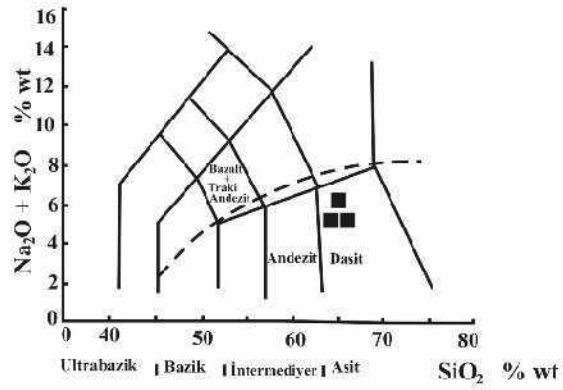
c)



e)



b)



d)

Şekil 11 / Figure 11

a) Andezitlerin alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 içerikleri: Düz çizgi Irvine ve Baragar (1971), kesikli çizgi Mac Donald ve Katsura (1964)' nın ayrımı

a) Alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)- silica (SiO_2) diagram of andesite: Continuous line Irvine ve Baragar (1971), another line Mac Donald ve Katsura (1964)

b) Andezitlerin AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971. $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO} + 0,8998$, $M = \text{MgO}$)

b) AFM diagram of andesite (Irvine and Baragar, 1971 $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO} + 0,8998$, $M = \text{MgO}$)

c) Andezitlerin Normatif Renk İndisi (CI) - normatif plajiyoklaz (%An) değişimi (Irvine ve Baragar, 1971; % An normatif=100 * $\text{An} / (\text{An} + \text{Ab}')$, $\text{Ab} = \text{Ab} + 5/3 \text{Ne}$, $\text{CI} = \text{Ol} + \text{Opx} + \text{Cprx} + \text{Mt} + \text{İl} + \text{Hm}$)

c) Normative Colour Index (CI)-normative plagioclase (% An) diagram of andesite (Irvine ve Baragar, 1971; % An normatif=100 * $\text{An} / (\text{An} + \text{Ab}')$, $\text{Ab} = \text{Ab} + 5/3 \text{Ne}$, $\text{CI} = \text{Ol} + \text{Opx} + \text{Cprx} + \text{Mt} + \text{İl} + \text{Hm}$)

d) TAS diyagramı (Le Bas vd., 1986), alkali-subalkali ayrımı kesikli çizgi ile gösterilmiştir (Miyashiro, 1978)

d) TAS diagram (Le Bas et al. 1986) of andesite with the subalkaline alkaline line of Miyashiro (1978)

e) K_2O ve SiO_2 diyagramı (Peccerillo & Taylor, 1976; I-Ada yayı toleyitik seri; II-Kalkalkali Seri; III-Yüksek- K kalk alkali seri; IV-Şösonit Seri)

e) K_2O and SiO_2 diagram of Peccerillo & Taylor (1976; I- Arc Tholeiite series: II- Calcalkaline series: III High-K calcalkaline series: IV- Shoshonite series)

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İnceleme alanında ofiyolitik birimlerle temel ve örtü birimleri haritalanarak birimlerin birbiriyle olan ilişkileri belirlenmiştir. Burdaki ofiyolit birimler; tektonitler (harzburjit-dünit), kümülatlar (gabro), diyabaz dayklarıyla, bazaltik volkanik kayalar ve pelajik sedimanter kayalardan meydana gelmektedir. Tektonitler metrik kalınlıkta dünitik zonlar içeren ileri derecede serpantinleşmiş harzburjitlerden oluşmaktadır. Mineralojik incelemeler sonucunda ileri derecede serpantinleşme nedeniyle minerallerin ilksel hali korunamamıştır. Ancak bastılmış ortopiroksen minerallerinin varlığı ve bunların ilksel şeklini korumasından kayacın harzburjitten türediğini belirtebilir. Kümülatları oluşturan gabrolar aşırı derecede altere olmuştur ve diyabaz daykları tarafından kesilmektedir. Damar kayaları, diyabaz dayklarından oluşmaktadır. Bunlar tektonik karmaşık içerisinde gerek gabroları, gerekse serpantinleri keser durumdadır. Volkanik ve sedimanter seri bazaltik volkanik, radyolarit, kireçtaşı, çört, çamurtaşından oluşmaktadır. Bazaltlar genellikle masif, yer yer yastık lavları şeklinde gözlenmektedir. Tektonik karmaşık ise ofiyolite ait değişik kayaç beraberliğini temsil eder, bu birimleri ayrı ayrı haritalamak mümkün olmamıştır.

İnceleme alanındaki ultramafik kayalar (harzburjitler), alçak-orta dereceli metasomatizma etkileri sonucu ileri derecede ve yaygın olarak serpantinleşmiştir. Serpantinleşmiş peridotitler krizotil+lizardit antigorit minerallerinden oluşmaktadır. XRD sonucuna göre krizotil, lizardit minerallerine bol miktarda, antigorit ise daha az olarak bulunduğu için bu kayaların yeşilist fasiyesi koşullarında başkalaşım gösterdiği sonucu çıkarılmıştır. Çalışma alanında yer alan bazaltlarda yaygın olarak spilitleşmiştir. Bu kayalar içerdiği klorit, kalsit, epidot gibi mineraller ile yeşilist fasiyesi koşullarını gösterir. İnceleme alanındaki mafik ve ultramafik kayaların yeşilist fasiyesi koşullarında düşük, orta dereceli ilerleyen metamorfizma etkilerine maruz kaldığı belirlenmiştir.

Diyabaz dayklarının kimyasal analiz sonuçları bunların toleyitik karakterde olduğunu göstermektedir. Kimyasal bozunma indeksi (CIA) değeri yardımıyla, bu kayaların ortaç zonun ilk evreleri derecesinde kimyasal bozunmaya uğradığı

belirlenmiştir. Bazaltlar ise alkali karakterdedir. Kimyasal bozunma indeksi (CIA) değerleri, ortaç zonun ilk evrelerinde gözlenen bir bozunmaya maruz kaldığını göstermektedir.

Tekke Volkaniti olarak adlandırılan andezit, tüf, aglomeradan oluşan birimden andezitlerin mineralojik incelemesi ve major oksit kimyasal verilerinin incelenmesi sonucunda bu kayacın kalkalkali karakterde olduğu belirlenmiştir.

İnceleme alanındaki tektonizma verileri daha çok yerleşim sırası ve sonrası etkileri göstermektedir. Yerleşim sırasında oluşan deformasyon yapılarının başında bindirme fayları gelmektedir. Çalışma alanında tektonitler ile volkanik ve sedimanter seri arasında oldukça karmaşık ve farklı fay ilişkileri vardır. Tabaka konumlarını değişmesi, birimlerin dokanak bölgelerinde ezilme-ufalanma ve breşleşme etkisine rastlanması, radyolaritlerdeki desimetrik kıvrımlar bölgede tektonizmanın aktif olduğunu göstermektedir.

EXTENDED SUMMARY

In this study the petrological characteristics of the Ankara melange cropping out around the Yuvaköy region were investigated. The Akbayır formation is made up of clayey limestone which constitutes the basement of the region. Yuvaköy ophiolite consists of an ascending formation of tectonic complex, volcanic-sedimentary sequences, tectonites and cumulates which tectonically covers the Akbayır formation. These units are covered by Cretaceous and Tertiary aged sedimentary units. Miocene volcanites are represented by Tekke volcanites.

In the examined field, the tectonic complex contains heterogenous harzburgite, gabbro, diabase, basalt, radiolarite and limestone blocks. Tectonites are represented by serpentinized harzburgites. Volcanic and sedimentary sequences comprise basalt, radiolarite, and limestone in chert alternations. The Tekke volcanics are comprised of andesitic lava, agglomerate and tuffs.

In Petrographic examination, diabases indicate a doleritic texture and consist of plagioclase (40%), clinopyroxene (30%), hornblende (20%), and opaque minerals. In the study area basalts are generally

massive and some of them are represented by pillowed basalt flows. Basalts represent intersertal texture and include plagioclase (30%), clinopyroxene (15%), and volcanic glass (40%). Calcite, chlorite and calcedone are the secondary minerals in the basalts. The amphibole minerals in the basalts indicate two crystallization types with scarcely found phenocrystal and fine crystallization in the matrix. These amphibole minerals transform opaque minerals in spite of high alterations. The pillow basalts generally have a microlitic-porphyritic amigdaloidal texture and include albite, clinopyroxene, chlorite, epidote, calcite and Fe-oxide bearing volcanic glasses, and the matrix is brown. In the study area, the tectonites are composed of strongly serpentized harzburgite. When petrographic examination is taken into consideration, the tectonites are found to be composed of olivine, orthopyroxene, and chromite minerals, but the olivine was later totally replaced by serpentinite. Magnetite is a opaque mineral, Serpentine and talc are common alteration products, and Chlorite and calcite are secondary minerals. In XRD analyses, orthopyroxene is represented as enstatite-bronzeite in harzburgite, and serpentine minerals are represented as kizilite, lizardite, and in minor amounts of antigorite.

According to the study's chemical analyses, the SiO_2 contents of the diabase rocks are below 52 % wt and are defined as a basic component. Based on the results of these analyses, it was found that the samples sub-alkaline in character, according to Irvine and Barager (1971), in $Na_2O + K_2O$ (wt)- SiO_2 (%) and in the $Ol'-Ne'-Q'$ triangle diagram. The two discrimination diagrams show coherence between each other. The Al_2O_3 content in the diabase rocks varies between 13.70 % and 15.07 wt %. On the AFM diagram and Al_2O_3 -Normative plagioclase (An %) diagrams by Irvine and Barager (1971), the rocks plot in the tholeiitic field. On the normative colour index (CI)-normative plagioclase (An %), the plot displays a basalts field. The SiO_2 contents of the basalts in the study area vary from 47.64 to 53.50 wt %. All the samples are plotted on the alkaline character part of the diagram in the $Na_2O + K_2O$ (wt)- SiO_2 (%) diagram and in the $Ol'-Ne'-Q'$ triangle diagram according to Irvine and Barager (1971). On the An-Ab'-Or triangle diagram three samples are located on the sodic field while one sample is located on the potassic field. The diagram, based on the normative colour index (CI)-

normative plagioclase (An %) by Irvine and Barager (1971), shows that two samples plot on the alkali basalts field, one sample on the trachibasalt field and one sample on the hawaiite basalt field.

In the study area diabase rocks can be defined as tholeiitic while basalts are of alkaline characters, as based on the results of the major-oxides analyses. Harzburgites strongly underwent serpentization in spite of the low-medium grade metamorphism of greenschist facies conditions. It is determined that the basaltic rocks were splitized due to the effect of metasomatism.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma yüksek lisans teziminin bir kısmını oluşturmaktadır. Çalışmalarında gerekli olan XRD, XRF analizlerimi ve ince kesitlerimi yaptırdığım Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyürek, B., 1981, Ankara Melanjının kuzey bölümünün temel jeoloji özellikleri, T.J.K.35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı 'İç Anadolu Jeolojisi Sempozyumu' Tebliğler Kitabı, 41- 45.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Aktaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, S., Sunu, O., Sosyal, Y., Dağar, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez., 1984, Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının Jeoloji özellikleri, Jeoloji Mühendisliği, 20, 31- 46.
- Bailey, E.B., Mc Callien.W.C., 1950, Ankara Melanjı ve Anadolu Şaryajı, MTA Dergisi, 40, 12-16.
- Boccaletti, M., Bortolotti, V., Saggi, M., 1966, Ricerche sulle ofiolite della Catene Alpine. I. Osservazioni sull, Ankara Melange nella zona di Ankara, Boll. Soc. Geol. It., 85, 485-508.
- Büyükönel, G. 1971, Microscopical study of the volcanic rocks around Ankara. Communications. De la Faculté des Science De L' Université d' Ankara, 15c.1- 27
- Coleman, R.G., 1971. Plate Tectonic Emplacement Of Upper Mantle Peridotites Along Continental Edges, J. Geophys. Res., 76, 1212-1222.
- Çapan, U., ve Buket, E., 1975, Aktepe-Gökdere bölgesinin jeolojisi ve ofiyolitli melanj : TJK Bülteni , 18/1-11-16.
- Evans, B.W., Frost, B.R., 1975. Chromite spinel in progressive metamorphism-A preliminary Analysis, Geochim. Acta, 39, 959-972.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523- 548.

- Hsü, K.J., 1968, Principles of mélangé and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox Geol. Soc. America Bull., 79, 1063 - 1074.
- Hsü, K.J., 1974, Melanges and their distinction from olistroms. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.19, 321-333.
- Koçyiğit, A., 1991, An example of an accretionary fore arc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey, Geological Society of America Bulletin, 103, 22-36.
- Le Bas, M.J., Le Martre, R.W., Streckeisen, A., ve Zannettin. B., (1986), a chemical classification of volkanik rocks based on the total alkali-silica diagram, Journal petrol., 27, 745- 750.
- Mac Donald, G.A. ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas, J. Petrol., 5, 82-133.
- Miyashiro, A., 1975, Clasification, characteristics and origin of ophiolites: Journal of Geology., 83, 249-281.
- Nesbitt, H.W. ve Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutits, Nature, 299, 715-717.
- Peccerillo, A., ve Taylor, S.R., (1975), Geochemistry of Upper Cretaceous Volkanicks Rocks from the Pontic Chain, Northern Turkey, Bull. Volkanol., 39, 557-569.
- Seyitoğlu, G., Büyükönal, G., 1995, Geochemistry of Ankara Volkanics and the Implications of their K-Ar Dates on the Cenozoik Stratigraphy of Central Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 4, 87-92.
- Sestini, G., 1971, The relation between flysh and serpantinites in North Central Turkey, in A.S. Compbell (Edit.) Geology and History of Turkey, The Petrol. Exp. Soc. of Libya, Tripoli, 369-383
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tankut, T., Dilek, Y., Önen, P., 1998, Petrology and Geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey, Journal of volcanology and geothermal reseach, 85, 265-284.
- Tekkaya, İ., Atalay, Z., Gürbüz, M., Ünay, E. ve Ermumcu, M., 1975, Çankırı-Kalecik Bölgesi Karasal Neojenin biyostratigrafi Araştırması, TJK Kurultayı Bülteni, 18, 1, 77- 80.
- Yılmaz, A., 2003, Yuvaköy Civarındaki Ankara Karmaşığının Petrolojik Özellikleri, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, Ankara, 84s (Yayınlanmamış)
- Yoder, H.S. ve Tilley, C.E., 1962, Origin of basalts magmas, An experimental study of natural and synthetic rock systems, Journal Petrology, 3, 342-532.

Makale Geliş Tarihi : 28 Ağustos 2006
Kabul Tarihi : 19 Nisan 2007

Received : August 28, 2006
Accepted : April 19, 2007

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2007 Cilt 50 Sayı 2
August 2007 Volume 50 Number 2

İÇİNDEKİLER CONTENTS

KARATAŞ Z. - KARATAŞ Ö. - VAROL B.

Sazak-Biçer (Sivrihisar KD'su) Civarı Neojen (Miyosen-Pliyosen) Göl Basenindeki Killaşlarının Mineralojik İncelenmesi

Mineralogical Investigation of Claystone in the Neogene (Miocene-Pliocene) Lacustrine Basin of the Sazak-Biçer area (NE of Sivrihisar).....57

YEŞİLOVA P. - TEKİNE E.

Polatlı-Sivrihisar Neojen Havzası Üst Miyosen Evaporitlerinin Jeokimyasal ve Jeostatistiksel İncelemesi (Demirci Köyü, KD Sivrihisar-İç Anadolu)

Geochemical and Geostatistical Investigation of Upper Miocene Evaporites in the Polatlı-Sivrihisar Neogene Basin (Demirci Village, NE Sivrihisar; Central Anatolia, Turkey).....71

YILMAZ A. - KUŞÇUM.

Süleymaniye (Mihalıççık- Eskişehir) Bölgesindeki Manyezitlerin Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri

Geology and Geochemistry of Süleymaniye (Mihalıççık-Eskişehir) Area Magnesite.....95

YILMAZ A. - ÇAKIR Ö.

Yuvaköy Civarındaki Ankara Karmaşığının Petrolojik Özellikleri

Petrological Characteristics of Ankara Melange Around the Yuvaköy Region.....109

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM Veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM Database

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 36 01
E-posta: (312) 434 23 88
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenışehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr