

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1984
February,

Cilt 27 Sayı 1
Vol. no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim
Intra plate neotectonic development in southwestern Turkey and adjacent areas
..... Ali KOÇYİĞİT 1
- Düzpınar (Manisa) Miyosen omurgalı faunası hipparionlarında odontolojik değişimler
Odontological variations of the Hipparion in the Mio-cene vertebrate fauna in Düzpınar (Manisa)
..... Feral ARSLAN 17
- Edremit-Koruca yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu
The origin and the petrology of the magmatic rocks and Tertiary stratigraphy of the Edremit-Koruca (Balıkesir) region
..... Tuncay ERCAN, Erdoğan GÜNAY ve Ahmet TÜRKECAN 21
- Erzurum-Pasinler, Erzincan-Çayırılı, Kars-Tuzluca, Malatya-Hacılar stratigrafik açınama kuyularına alt örneklerin x-ışınları tekniği ile incelenmesi
Investigation of well samples taken from Erzurum-Pasinler, Erzincan-Çayırılı, Kars-Tuzluca and Malatya-Hacılar by x-ray diffraction technique
..... Osman YILMAZ ve Mehmet ŞENER 31
- Scandonea de castro (1971) nin Paleosen'deki varlığı hakkında
On the occurrence of scandonea de castro (1971) in Paleocene
..... Engin MERİÇ 41
- Ahmetler-Üşümüş (Manisa) dolayında Menderes masifli metamorfizmasının jeolojik ve petrografik incelemesi ve distenli pegmatoidlerin durumu
The geological and petrographical investigation of the metamorphic rocks of Menderes massif in the vicinity of Ahmetler-Üşümüş (Manisa) and the formation of kyanite pegmatoids
..... Osman CANDAN ve Özcan DORA 45
- Göktepe (Ermenek-Konya) kuzey kesim Pb-Zn zuhurundaki floritlerin Y (Yttriyum) içerikleri
A Study of Y (Yttriyum) contents of fluorites from the lead zinc deposits in the northern part of Göktepe (Ermenek-Konya)
..... Mustafa KUŞÇU 57
- Pınarbaşı (Kayseri) çevresindeki allohton birimlerin stratigrafisi ve yapısal durumları
Stratigraphy and structural position of the allochthonous units around Pınarbaşı (Kayseri)
..... Siyami ÖZER, İsmail TERLEMEZ, Muhsin SÜMENGEN, Emin ERKAN 61
- Akdağmadeni (Yozgat) çevreleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi
Features and interpretations of the different types of skarn formations of the Akdağmadeni mining district, Yozgat
..... Ahmet SAGIROĞLU 69
- Antalya güneybatısındaki Triyas kayalarının Konodont biyostratigrafisi
Conodont biostratigraphy of the Triassic rocks, southwest of Antalya, Turkey
..... Fuat ÖNDER 81

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ
Bulletin of the Geological Society of Turkey

Editörler (Editors)

Demir ALTINER (ODTÜ) - Mustafa ÖZÇELİK (MTA) - Evren YAZGAN (MTA)

Yazı İnceleme Kurulu (Editorial Board)

Ömer AKINCI (MTA) - Aykut BARKA (MTA) - Erol BAŞARIR (DEÜ) - Ahmet ÇAĞATAY (MTA) - Remzi DİLEK (KÜ) - Vedat DOYURAN (ODTÜ) - Tandoğan ENGİN (MTA) - Ayhan ERLER (ODTÜ) - Aziz ERTUNÇ (EİE) - Okay EROSKAY (İÜ) - Sungu L. GÖKÇEN (ÇÜ) - Naci GÖRÜR (İTÜ) - Cahit HELVACI (DEÜ) - Orhan KAYA (DEÜ) - Erdal KEREY (FÜ) - Ali KOÇYİĞİT (ODTÜ) - Engin MERİÇ (İTÜ) - Eran NAKOMAN (DEÜ) - Yılmaz SAVAŞÇIN (DEÜ) - İhsan SEYEMEN (SÜ) - Biler SÖZERİ (MTA) - Erman ŞAMİLGİL (MTA) - Metin ŞENGÜN (MTA) - Güler TANER (AÜ) - Yusuf TATAR (FÜ) - Selçuk TOKEL (KÜ) - Güner UNALAN (MTA) - Yücel YILMAZ (İÜ).

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Füsün ALKAYA (İTÜ) - Zeki DAĞER (MTA) - Yavuz ERKAN (HÜ) - İsmet GEDİK (KTÜ) - Necdet ÖZGÜL (İTÜ) - Önder ÖZTUNALI (İÜ) - Doğan PERİNÇEK (TPAŞ) - Okan TEKELİ (MTA) - Vedia TOKER (AÜ)'ünde de katkıları olmuştur.

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

A. Taner İRKEÇ (MTA)

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayınıdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak tüm yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmaz.

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dısında tüm sayıları yazışma adresinden 500,- TL'dan temin edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

39. Dönem (1984 - 1985)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Mehmet AYAN	Başkan (President)
Neşat KONAK, (MTA)	İkinci Başkan (Vice President)
Rifat YOLDAŞ, (MTA)	Genel Yazman (Secretary General)
Halil TÜRKMEN, (MTA)	Sayman (Treasurer)
Esat M. ÖZTÜRK, (MTA)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
A. Taner İRKEÇ, (MTA)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Selçuk BAYRAKTAR, (MTA)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

N.B. All Correspondence should
be addressed to : Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA
Tlf : 34 36 01

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat 1984
February,

Cilt 27 Sayı 1
Vol. no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim

Intra plate neotectonic development in southwestern Turkey and adjacent areas

Ali KOÇYİĞİT 1

Düzpınar (Manisa) Miyosen omurgalı faunası hipparionlarında odontolojik değişimler

Odontological variations of the Hipparion in the Miocene vertebrate fauna in Düzpınar (Manisa)

..... Feral ARSLAN 17

Edremit - Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu

The origin and the petrology, of the magmatic rocks and Tertiary stratigraphy of the Edremit - Korucu (Balıkesir) region

..... Tuncay ERCAN, Erdoğan GÜNAY ve Ahmet TÜRK.ECAN 21

Erzurum - Pasinler, Erzincan - Çayırılı, Kars - Tuzluca, Malatya - Hacılar stratigrafik açınısına kuyularına ait örneklerin x-ışınları tekniği ile incelenmesi

Investigation of well samples taken from Erzurum - Pasinler, Erzincan - Çayırılı, Kars - Tuzluca and Malatya - Hacılar by x-ray diffraction technique

..... Osman YILMAZ ve Mehmet ŞENER 31.....Anmet SAGIROĞLU 69

Scandonea de castro (1971) nin Paleosen'deki varlığı hakkında

On the occurrence of scandonea de castro (1971) in Paleocene

..... Engin MERİÇ 41.....Fuat ÖNDER 81

Ahmetler - Üşümüş (Manisa) dolayında Menderes masifi metamorfitlelerinin' jeolojik ve petrografik incelemesi ve distenli pegmatoidlerin durumu

The geological and petrographical investigation of the metamorphic rocks of Menderes massif in the vicinity of Ahmetler - Üşümüş (Manisa) and the formation of kyanite pegmatoids

.....Osman CANDAN ve Özcan DORA 45

Göktepe (Ermenek - Konya) kuzey kesimi Pb-Zn zuhurlarındaki floritlerin Y (Yttriyum) içerikleri

A Study of Y (Yttriyum) contents of fluorites from the lead zinc deposits in the northern part of Göktepe (Ermenek - Konya)

..... Mustafa KUŞÇU 57

Pınarbaşı (Kayseri) çevresindeki allohton birimlerin stratigrafisi ve yapısal durumları

Stratigraphy and structural position of the allochthonous units around Pınarbaşı (Kayseri)

.....Siyami ÖZER, İsmail TERLEMEZ, Muhsin SÜMENGİN, Emin ERKAN 61

Akdağmadeni (Yozgat) cevherleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi

Features and interpretations of the different types of skarn formations of the Akdağmadeni mining district, Yozgat

.....Anmet SAGIROĞLU 69

Antalya güneybatısındaki Triyas kayalarının Konodont biyostratigrafisi

Conodont biostratigraphy of the Triassic rocks, southwest of Antalya, Turkey

.....Fuat ÖNDER 81

Güneybatı Türkiye ve Yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim

Intra-plate neotectonic development in Southwestern Turkey and adjacent areas

ALİ KOÇYİĞİT, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Ankara-

ÖZ : Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında tektonik gelişim üç döneme ayrılır. Bunlar Eski tektonik dönem, Geçiş dönemi ve Yeni tektonik dönemdir. Geçiş dönemi, Alp dağoluşum kuşağının birçok kesiminde de gözlenmiş olduğu gibi, kaim bir molas istifıyla ıralanmaktadır. Yerel olarak Orta Oligosen sonunda, fakat genel olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen sırasında başlamış olan Yeni tektonik dönem ise, çekme tektoniği denetiminde gelişen karasal tortullaşma, onunla yaşıt kıta içi volkanizma ve blok faylanma ile belirginlik kazanır. Yeni tektonik dönemi temsil eden jeolojik olay ve yapılar, Kuzey Anadolu Fayı/ndan çok, güneydeki Ege hendeğine bağlı olarak gelişen çekme tektoniğinin bir sonucudur. Nitekim bölge, verev atımlı normal faylarla sınırlı çok sayıda ve değişik boyutla bloğa bölünmüş olup, bunların birçoğu deprenselliği yüksek olan alanlardır.

ABSTRACT : In Southwestern Turkey and adjacent areas, technical development is subdivided into three periods, namely Paleotectonic period, Transition period and Neotectonic period- The Transition period is characterized by a thick pile of molasse formations as in many parts of the Alpine orogenic belt. On the other hand, the Neotectonic period, which initiated locally at the end of Middle Oligocene time but regionally in Late Miocene to Early Pliocene, is characterized by continental sedimentation, synsedimentary volcanism and the block-faulting developed under the control of tensional tectonic regime. The geologic events and the features representing the Neotectonic period in Southwestern Turkey and adjacent areas are a result of the tensional tectonic regime due to the Aegean trench rather than the North Anatolian Fault- Because the region has been divided into many aseismic and seismic blocks bounded by the oblique type of normal faults.

GİRİŞ

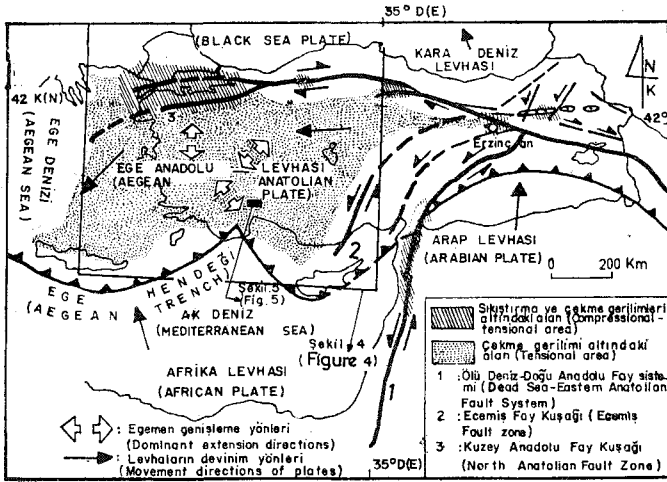
Levha Tektoniği kuramının ortaya konmasından hemen sonra, Doğu Akdeniz bölgesi ve onun jeotektonik evrimi, yerli ve yabancı birçok bilim adamının ilgisini çekmiş, özellikle bölgedeki diri yer devinimleri (aktif ve hareketleri) bu ilgiyi bir kat daha artırmıştı. Bölgede yapılan çalışmaların çoğu Ege adaları ve Ege hendeği üzerinde yoğunlaşmış olup; bunlar daha çok sismik, manyetik, ısı akısı, gravimetri ve batimetri gibi jeofizik çalışmalarıdır. Saha çalışmaları ise çoğun yerel ve yeterli sayıda olmamıştır. Bu nedenle, Doğu Akdeniz bölgesinin jeolojik evrimini konu alan saha çalışmalarının yetersizliği sürekli olarak vurgulana gelmiştir. Dolayısıyla, jeofizik çalışmaların sonuçlarıyla saha çalışmalarının sonuçları arasında da güvenilir bir karşılaştırma yapılamamıştır.

Yazar bu yazıda, bir taraftan, Anadolu-Ege levhasının bir kesimini oluşturan Güneybatı Türkiyede, yaklaşık 35°D boylamının batısı ile 40°K enleminin güneyinde kalan alan, yapılmış değişik saha çalışmalarından elde edilen verileri sergilerken, diğer taraftan da bu verilen jeofizik çalışmaların sonuçlarıyla olan ilişkisine değinecek ve böylece, Güneybatı Türkiye'nin Yeni tektonik gelişimine değişik açıdan yaklaşmayı deneyecektir (Şekil 1).

ESKİ TEKTONİK VE GEÇİŞ DÖNEMLERİNE

Genel olarak, yer ve zaman bakımından, Eski tektonik ve Yeni tektonik dönemler arasında kısa süreli bir geçiş dönemi vardır. Bir yaygerisi taşıyıcı (lithosphere) niteliğindeki Güneybatı Türkiye'de, levha içi Yeni tektonik gelişimin daha kolay anlaşılabilmesi için, Geç Kretase-Geç Miyosen aralığında gelişmiş Eski tektonik ve Geçiş dönemlerinin jeolojik olayları, kısaca özetlenecektir,

Geç Kretase sırasında, Anadolu ve Toridler, birlikte, Yeni Tethys okyanusunun güney ve kuzey kollarını birbirinden ayıran bir karbondat platformu oluştururken, Pontidler kuzeye dallanmış bir kuşak üzerinde, güneye bakan pasifik türü bir kıta kenarını oluşturmakta idi (Şengör, 1980). Bu yitim kuşağı, yaklaşık Orta Miyosen sonunda, Anatolid-Torid platformunun Pontid adaya ile çarpışarak, Kuzey Tetis kolunun kapanmasını sağlamıştır. Günümüz Karadenizi ise, Pontid Adayayı gerisinde, Geç Kretase-Eosen aralığında açılmış bir kenar denizi olarak düşünülmektedir (Şengör, 1980), Afrika-Arap levhalarının kuzeyinde, yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan Güney Tetis kolu ise, en doğuda Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca, yine yaklaşık Orta Miyosen sonundaki ki-



Şekil 1. Türkiye ve yakın dolayının yeni tektonik yapılarını gösterir harita-
Figure 1. Map of the major neotectonic features in Turkey and adjacent areas.

ta-kıta çarpılmasıyla kapanmış olup, günümüz Doğu Akdeniz bu okyanusun kalıntısıdır ve kapanma batıda bugün bile tamamlanmamıştır. Bunun önemli kanıtlarından biri olan Ege Hendeği boyunca, yitim günümüzde de sürmektedir. Sözü edilen yitim kuşağı, aynı zamanda, yaklaşık 68-70 my (Üst Kretase) önce başlayan Gondwana-Avrasya yaklaşımının da önemli belirteçlerinden biri olup, 13 my önce oluşmuştur (Caputo ve diğerleri, 1970; Mc Kenzie, 1972; Le Fichon ve diğerleri, 1973; Toksöz, 1975; Fytikas ve diğerleri, 1976; Morelli, 1978).

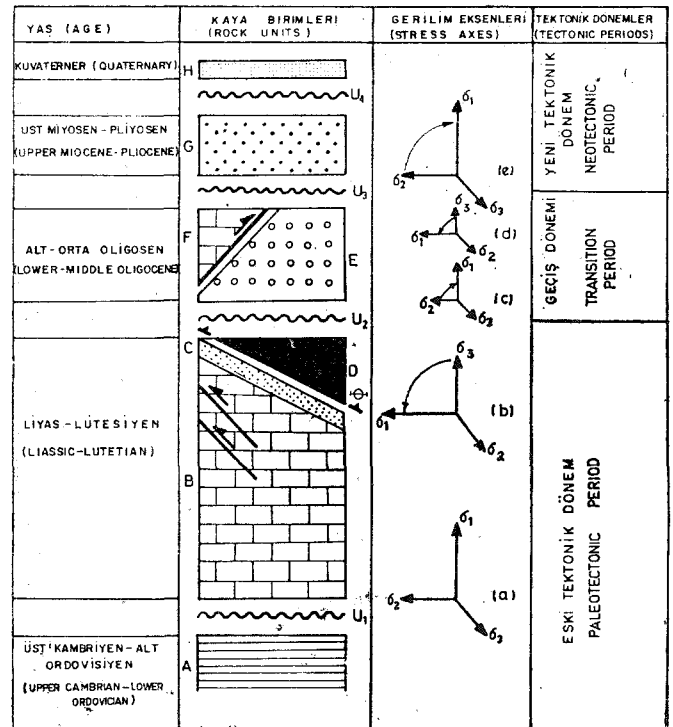
Türkiye ve yakın dolayında, Eski tektonik dönemin son evreleri yeğin sıkışma tektoniği ve ona bağlı yatay devinimlerle ıralanır. Platform üzerine, Senoniyen-Langiyen aralığında, yaygın ofiyolit ve ofiyolitli karışık napların yerleşimi, yatay sıkışma tektoniğinin en özgün belirteçlerdir, örneğin, Kuzey Anadolu kuşağı boyunca ofiyolitli karışık napların yerleşimi Üst Kampaniyen öncesi iken (Koçyiğit, 1979), Afrika-Arap platformu üzerine, Senoniyen sonu-Maastrichtiyen öncesinde olmuştur. Anatolid-Torid platformunda ise, nap yerleşimi, doğudan batıya doğru değişik zamanlarda gerçekleşmiştir. Örneğin doğu Toroslarda Üst Maastrichtiyen öncesi-Orta Maastrichtiyen sonu, Orta Toroslar'da Maastrichtiyen sonu-Lütesiyen öncesi, İsparta Büklümü kuzey kesiminde Lütesiyen sonu-Tortoniyen öncesi. Teke yarımadasında Langiyen sonu-Tortoniyen öncesi, Antalya kuzeyinde ise Alt Paleosen sırasında olmuştur (Gutnic ve diğerleri, 1968; Graciansky, 1968; Brunn ve diğerleri, 1971; Koçyiğit, 1983; Poisson, 1977; Monod, 1977; Gedik ve diğerleri, 1979; Uysal ve diğerleri, 1980; Altmer, 1981).

En yeğin evresi nap yerleşimiyle belirginleşen Eski tektonik dönem, kısa süreli Geçiş dönemleriyle izlenir. 1000-3000 m kalınlıklı, yer yer kömür düzeyleri içeren, sığ denizel-karasal ortamda oluşmuş, değişik yaşlı (Maastrichtiyen-Paleosen, Lütesiyen, Oligosen ve Tortoniyen) post orojenik molaslar, Geçiş döneminin en belirgin kanıtıdır. Diğer taraftan, Eski tektonik dönemin son evreleri yeğin sıkışma tektoniğiyle ıralanırken, Geçiş dönemi, hem sı-

kışma hem de çekme tektoniğiyle denetlenir.

Orta Miyosen sonunda, Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca okyanus kapanıp kıta-kıta çarpışması gerçekleşmiş olmasına karşın, daha güneyde Kızıldeniz-Aden körfezi açılması nedeniyle (Le Pichon ve Angelier, 1979), Arap levhasının kuzey-kuzeydoğuya doğru devinimi, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları'nın oluşumuyla karşılanmış ve bu olay Türkiye'de Yeni tektonik dönemin başlangıcı olmuştur. Diğer taraftan yine aynı şekilde, Afrika levhasının kuzey-kuzeybatıya devinimi, Anadolu-Ege levhasının güney sınırı boyunca (Ege Hendeği) günümüze değin karşılına gelmiştir.

Özet olarak, Türkiye ve yakın dolayında Yeni tektonik dönemi denetleyen önemli yapı unsurları Ege Hendeği, Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ege Graben sistemi'dir (Şekil D- Bunlardan Kuzey Anadolu Fayı, eski bir yitim kuşağı boyunca, Pliyosen sırasında oluşmuş, yaklaşık 1100 km uzunluklu, sağ yanallı bir kırık olup, Ege-Anadolu ve Karadeniz levhaları arasındaki sınırı oluşturur. Bu fay boyunca görel devinim hızı 0.5-2 cm/yıldır (Ambraseys, 1970; Aytun, 1973; Seymen, 1975; Tatar, 1978; Koçyiğit, 1983). Doğu Anadolu Fayı ise, Erken Miyosen (?) ya da Orta Miyosen sonunda oluşmuş, sol yanallı, dönüşüm fayı niteliğinde bir kırık olup, Ege-Anadolu levhasının güneydoğu sınırını oluşturur. Ege Hendeği ya da yitim kuşağı ise, Kıbrıs'ın batısı ile yaklaşık Korint körfezi arasında 1550 km uzunluklu, dış bükey, 3 km derinlikli diri bir bindirme kuşağı olup, bu kuşak boyunca, Afrika levhası kuzeye Ege-Anadolu levhasının altına 2.5-2.7



Şekil 2. İsparta Büklümü kuzey kesiminin yalınlaştırılmış tektono-stratigrafik dikme kesiti.
Figure 2. Simplified tectono-stratigraphic columnar section of the northern part of İsparta Bend.

cm/yıllık bir hızla dalmaktadır (Toksöz, 1975; Le Pichon ve diğerleri, 1973).

Türkiye ve yakın dolayında, genel olarak, Yeni tektonik dönemin başlangıcı, bu dönemi denetleyen yapısal öğelerin oluşumuyla hemen hemen eş yaşlı olup, Geç Miyosen-Erken Pliyosen'dir.

GÜNEYBATI TÜRKİYE'DE YENİ TEKTONİK DÖNEMİN BAŞLAMASI

Güneybatı Türkiye'de Eski, Geçiş ve Yeni tektonik dönemler ve bunlara bağlı yapılar arasındaki ilişkilerin en iyi gözlemlendiği yörelerden biri İsparta Büklümü kuzey kesimidir (Şekil 2). Şekilde görüldüğü gibi, Eski tektonik dönem, görece otokton konumlu Mesozoyik karbonat platformu üzerine (B : Hoyran karbonat platformu) iç Toros ofiyolitli karışığı napmın (D), Üst Lütisiyen sonunda (C), tektonik olarak yerleşmesiyle sona ermiştir. Bu sırada, mekanik bakımdan en büyük gerilim eksenini (Şekil 2, 61.) yatay konumlu ve yaklaşık K-D doğrultuludur (Koçyiğit, 1980). Napm yerleşimiyle, İsparta Büklümünün kuzey kesimi suüstü olup yükselmiş ve kıyı çizgisi güney-güneybatıya doğru göç etmiştir. Buna koşut olarak, Menderes Masifi ekseninde oluşan, yaklaşık D-B gidişli çukurlukta, Alt-Orta Oligosen boyunca, hem iç Toros ofiyolitli karışığı napmı hem de Mesozoyik karbonat platformunu örten post orojenik molas yığılmıştır (Şekil 2, E). Bu gözlem, iç Toros ofiyolitli karışığı napmın, Oligosen öncesinde Menderes Masifi güneyine eriştiğini ve Menderes Masifinin de deniz düzeyi altında olduğunu gösteren önemli bir kanıttır. Geçiş dönemini temsil eden molasın oluşumu sırasında, en büyük gerilim eksenini de düşey konumludur (Şekil 2 c). Orta Oligosen sonundaki ikinci bir sıkışma evresiyle, Güneybatı Türkiye'nin büyük kesimi (Menderes masifi eksenini) suüstü olmuş ve otokton molas da ekaylanarak görece otokton özelliğe bürünmüştür. Bu sırada en büyük gerilim eksenini yatay ve yaklaşık D-B doğrultuludur (Şekil 1 d). Böylece, Orta Oligosen sonunda, yaklaşık 34°D boylamının batısında kalan Toros kuşağının kuzey iç kesimi (Sultandağ-Menderes masifi eksenini), doğuda Karaman'dan batıya Ege Denizi'ne değin, Orta ve Batı Anadolu ile birlikte bir bütün olarak yükselirken, aynı kuşağın güney kesimi de çökmeye başlamıştır. Güneydeki bu alçalma, doğuda Mut-Silifke havzasında Burdigaliyen'de (Gökten, 1976; Koçyiğit, 1976; Gedik ve diğerleri, 1979); güneyde Antalya havzasında ise Akitaniyen-Burdigaliyen sırasında (Blumenthal, 1951; Brunn ve diğerleri, 1971; Poisson, 1977; Akbulut, 1977), güneyden kuzeye doğru Miyosen deniz ilerlemesinin tetiğini çekmiştir. Miyosen deniz ilerlemesi, Güneybatı Türkiye'nin değişik kesimlerinde farklı şekillerde sona ermiştir. Örneğin Teke yarımadasında (Menderes Masifi güneyi), iç Toros ofiyolitli karışığı napmın. Langiyen sonunda, Akitaniyen-Langiyen fişi üzerine tektonik olarak yerleşmesiyle Miyosen transgresyonu sona erip, Tortoniyen sırasında da Post tektonik özellikli bir molas oluşmuştur. Antalya kuzeyinde Tortoniyen molası, D-B doğrultulu yeni ve son bir sıkışma tektoniği ile suüstü olmuş ve daha yaşlı birimler, doğudan batıya doğru Tortoniyen molası üzerine bindirmiştir (Poisson, 1977). Doğuda Karaman-Ermenek-Mut-Silifke havzasında ise, batıdan farklı olarak, bir regresyonla Tortoniyen sonunda Miyosen transgresyonu sona ermiştir (Koçyiğit, 1976,1978).

Böylece Güneybatı Türkiye'de, Toros kuşağının gerek kuzey iç kesimi, gerekse güney dış kesimi, Tortoniyen sonunda tümüyle suüstü olmuş ve tüm denizel birimler, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal birimlerce uyumsuzlukla örtülmüştür. Bu uyumsuzluk düzlemi (Şekil 2 U3), Eski tektonik ve geçiş dönemlerinin sonu, Yeni tektonik dönemin de başlangıcını belirler.

YENİ TEKTONİK DÖNEM

Güneybatı Türkiye'de, Tortoniyen sonundaki tektonik rejim değişikliğiyle başlayıp, çekme tektoniği denetiminde günümüze değin sürmüş olan olay ve bunlara bağlı yapıları kapsayan dönem Yeni tektonik dönem (Neotectonic period) olarak adlandırılmıştır (Şekil 2 e). Yeni tektonik dönemi iralayan olay, yapı ve onlara bağlı olarak gelişmiş oluşuklar üç grupta toplanabilir : 1) Karasal tortullaşma; 2) Karasal tortullaşmayla yaşıt kıta içi volkanizma ve 3) Her iki olayı da denetleyen, günümüzde diri blok-faylanma.

Karasal tortullaşma

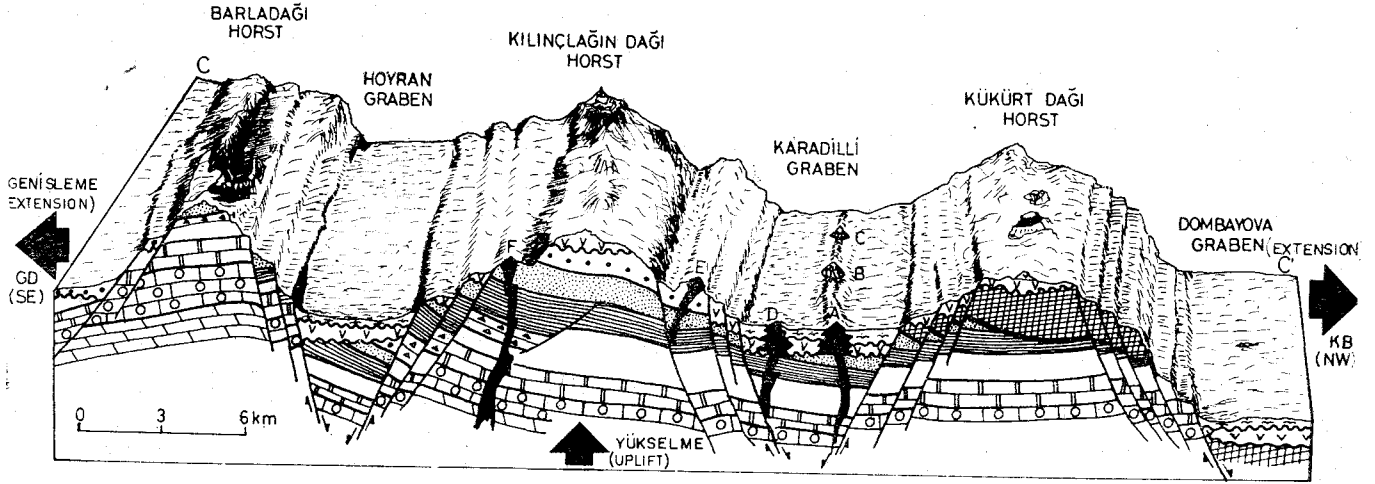
Eski tektonik dönem ve geçiş döneminden arta kalan ve özellikle Orta Anadolu ile Güneybatı Türkiye'deki çöküntü çukurlarında (Sivas, Çankırı, Tuzgölü, Uşak, Konya, Beyşehir, Burdur, Denizli, Muğla kapalı havzaları) oluşan göllerde, blok-faylanmanın denetiminde önemli karasal çökeller gelişmiştir. Bunlar, birbirleriyle yanal ve düşey geçişli, fay sarplığı, akarsu yatağı, delta ve göl ortamlarında tortullaşmış çakıltaşı, kumtaşı, kil, marn, jips ve kireçtaşlarıdır. Bu birimler aynı zamanda, tortullaşmayla yaşıt levha içi volkanizma ürünleri olan tüf, tüffit, aglomera ve bazaltik, andezitik ve trakitik özellikli lavlarla da yanal-düşey geçişlidir. Diğer taraftan Türkiye'nin önemli ve büyük kömür yatakları da, bu karasal tortullar içinde yer alır ve tümüyle Yeni tektonik dönemin olay ve yapılarıyla denetlenmiştir.

Volkanitlerle ardaşıklı karasal çökeller, yaklaşık 2000 m kalınlıkta olup, Eski tektonik ve Geçiş dönemlerine bağlı yapı ve kayabirimlerini açılı uyumsuzlukla üstler. Karasal tortulların kayatürü, biyofasiyesi, sedimantolojik özellikleri ve büyük kalınlığı, bu çökellerin oluşumu sırasında ortamı, etkin blok faylanma ve yağışlı bir iklimin denetlemiş olduğunu gösterir.

Levha içi volkanizma

Yeni tektonik dönemde, karasal tortullaşmayla yaşıt volkanizma olayları da etkin olmuştur. Volkanizma ürünleri çoğunlukla yüksek alüminyum içerikli bazalt-andezit-dasit-riyolit bileşiminde kalkalkalen lavlarla; daha az olarak da potasyumca zengin trakibazalt, trakiandezit, trakit, lösitit gibi şoşonitik volkanitler, ya da alkali riyolit ve bazaltlarla temsil edilir.

Genel olarak bazı Ege adaları, örneğin, Milos ve Santorini adaları, Uşak ve Beyşehir-Karaman (Konya) dolayında kalkalkalen; Midilli adası ve Bodrum dolayında şoşonitik; Urla-Foça (İzmir), Kula ve Afyon yörelerinde ise alkalen nitelikli volkanitler yüzeylenmektedir (Burri ve diğerleri, 1967; Keller ve Villiari, 1972; Borsi ve diğerleri, 1972; Schleicher ve Schwarz, 1977; Savaşçın, 1978; Ercan ve diğerleri, 1978, 1979; Koçyiğit, 1980). Bunlardan Ege adayalarındaki genç volkanitler, günümüzden yaklaşık 2.7-3 my önce gelişen volkanizma ile oluşmaya başlamış (örneğin Milos adasında olduğu gibi) ve volkanizma, ara-



Şekil 3. Şekil 5 deki CC' kesit çizgisi boyunca hazırlanmış blok diyagram.
Figure 3. Block diagram along the line CC' in Fig. 5.

İlklarla günümüze değin süregelmiştir (Fytikas ve diğerleri, 1976). Kula yöresinde de, ilk volkanizma yaklaşık 1.1 my önce gelişmiş ve yakın zamanlara değin etkin olmuştur (Borsi ve diğerleri, 1972). Örneğin, Kula yöresindeki tüfler üzerinde saptanan ayak izlerine dayanarak, en son püskürmenin 250.000 yıl önce olduğu sonucuna varılmıştır (Ozansoy, 1969). Karadağ (Karaman-Konya) dolayında ise, volkanizma ilkin 32 my önce başlamış, 1.1 my önce olgunluk dönemine erişmiş ve tarihi zamanlara değin etkinliğini sürdürmüştür (Schleicher ve Schwarz, 1977). Bu genç volkanitlerin, günümüz Ege hendeği ile ilgili olduğu belirtilmektedir (Fytikas ve diğerleri, 1976; Pi ve Piper, 1972).

Yeni tektonik dönemdeki bu etkin volkanizmaya yer yer, örneğin Kuzeybatı Anadolu ve Kos adasında olduğu gibi, granitik ve granodiyoritik sokulumlar da eşlik etmiştir (Smith ve Moores, 1974; Fytikas ve diğerleri, 1976; Le Pichon ve Angelier, 1979). Bu sokulumlardan bazılarının, örneğin Kozak-İzmir dolayında olduğu gibi, günümüzde de diri olduğu ve birçok sıcak su kaynağına ısı verdiği bilinmektedir (Yılmaz, 1982).

Diğer taraftan, Güneybatı Türkiye'de, Eski tektonik ve Geçiş dönemlerinin yerel olarak (Beyşehir-Isparta-Uşak dolayları) sona erme ve ilk çekme tektoniği rejiminin ortaya çıkma zamanı (Üst Oligosen-Alt Miyosen) ile, ilk levha içi volkanizma olayının başlangıç zamanı (Orta Miyosen) arasındaki yakınlık da oldukça ilgi çekicidir. Tüm Orta-Batı Anadolu ve Güneybatı, Türkiye'nin yeni tektonik rejimin denetimine girdiği Üst Miyosen-Pliyosen ise, volkanizmanın da en etkin olduğu dönemdir.

Güneybatı Türkiye'de volkanit yüzleklerinin dağılımı, bölgeyi ıralayan blok-faylanma ve ona bağlı olarak gelişmiş normal faylarla yakından ilişkilidir. Örneğin, Isparta Büklümü kuzey iç kesiminde (Afyon-Isparta dolayları), Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı, potasyumca zengin, alkalin özellikli levha içi bir volkanizma ürünü olan volkanitler (trakit, lösit-trakit, lösit-egirir trakit, lösitli tuf, tuf, tufit ve aglomera), bir taraftan karasal tortullarla yanalduş geçişli olup, diğer taraftan da, daha yaşlı birimleri kesen dayk ve yan koniler biçiminde, hem grabenlerin

içinde hem de onu sınırlayan faylar boyunca dizilmişlerdir (Şekil 3 A, B, C, D). Şekil 3 de açıkça görüldüğü gibi, Güneybatı Türkiye'de, Yeni tektonik dönemi ıralayan çekme tektoniğine bağlı blok faylanma ve levha içi volkanizma arasında çok yaygın bir ilişki vardır.

Volkanitlerin oluşumu ve yaşı. Güneybatı Türkiye ve Ege adalarının değişik kesimlerinde yüzeylenen volkanitler, genel olarak Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitler ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı genç volkanitler olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Bunlardan ikinci grubu oluşturan ve tarihi zamanlara değin diri kalmış olan volkanizma ürünlerinin (Diri Ege yaylan, Kula, Karadağ-Karaman yörelerinde yüzeylenenler), günümüz Ege hendeğiyle ilgili olduğu çoğu yerbilimcilerce kabul edilmektedir (Nicholls, 1971; Keller ve Villari, 1972; Borsi ve diğerleri, 1972; Pe ve Piper, 1972; Fytikas ve diğerleri, 1976; Schleicher ve Schwarz, 1977; Ercan ve diğerleri, 1979). Buna karşın, birinci grubu oluşturan daha yaşlı volkanitlerin kökeni hakkında değişik görüşler önerilmektedir. Örneğin, Ege bölgesinde, Üst Miyosen-Pliyosen sırasında şoşonitik-alkali potasik bir volkanizmanın yer yer etkin olduğu (Borsi ve diğerleri, 1972; Burri ve diğerleri, 1967) ve bu volkanizmanın, Afrika-Ege levhalarının Eosen'de çarpışmalarından sonra Orta-Üst Miyosen'de dengeye erişerek duraylılık kazandıklarını kanıtladığı belirtilmektedir (Dewey ve diğerleri, 1973; Fytikas ve diğerleri, 1976). Diğer taraftan, Beyşehir-Seydişehir (Konya) dolayındaki volkanitlerin kalkalkalen nitelikli olduğu, 12 my öncesine ait eski bir yitim kuşağına bağlı olarak 11.95-3.35 my arasında etkinlik kazanan bir volkanizmayla oluştukları kabul edilmektedir (Keller ve diğerleri, 1977). Diğer bir grup araştırmacı da, Batı Anadolu ve Ege'deki Miyosen-Pliyosen yaşlı kalkalkalen volkanitlerin, Afrika-Ege levhaları arasındaki eski bir yitim kuşağından türediği görüşündedirler (Fytikas ve diğerleri, 1976). Bunlara karşın, İzdar (1975), Bingöl (1976), Dürr ve diğerleri (1978), Şengör ve Yılmaz (1981) ise, Üst-Eosen-Alt Miyosen sırasındaki K-G sıkışmasına uygun olarak kabuk kalınlaşması ve Menderes Masifi tabanında kısmi ergimelerin olduğunu, bu anateksitik kısmi ergimelerin de daha

sonra Batı Anadolu'da geniş yayımlı silisik bir volkanizma ve granitik-granodiyoritik plütonizmayı yarattığını vurgulamışlardır. Savaşın (1978), Batı Anadolu'daki kalkalkalen volkanizmanın Beniyoff kuşağına bağlılığının zorunlu olmadığını ve bunların, alkalen volkanitlerle birlikte levha içi açılmalarla da oluşabileceğini savunmuştur. Bu arada, Batı Anadolu'daki alkalen volkanizmanın blok-faylanma ile ilgili olabileceği de belirtilmiştir (Borsi ve diğerleri, 1972; Keller ve Villiari, 1972; Savaşın, 1978).

Yeni tektonik dönem volkanitlerinin, özellikle daha yaşlı olan birinci grup volkanitlerin, bir adayayı volkanizmasıyla oluştuğunu gösteren kesin veri yoktur. Buna karşın, bu grup volkanitlerin, daha çok levha içi bir volkanizmanın ürünü olduğunu gösteren veriler vardır. Eski tektonik dönemi ıralayan sıkışma tektoniğine bağlı yatay devinimler, Anadolu-Ege levhasında genellikle K-G doğrultusunda etkin olmuş ve Maestrihtiyen-Langiyen aralığındaki değişik yaş konaklarında büyük boyutlu napların yerleşimine, dolayısı ile kabuğun kısıp-kalınlaşmasına yol açmıştır (Koçyiğit, 1980, 1982; Şengör ve Yılmaz, 1981). Buna bağlı olarak derinde kısmi ergimeler başlamıştır (İzdar, 1975; Bingöl, 1976; Dürr ve diğerleri, 1978). Bu kısmi ergimeler sonucu oluşan zengin potasyum içerikli magma, yerel olarak Orta Oligosen sonunda (İsparta Büklümü kuzey iç kesimi), genel olarak Üst Miyosen-Erken Pliyosen'de başlayan Yeni tektonik dönemde, bu dönemi ıralayan çekme tektoniği rejimine bağlı derin uzanımlı fayla boyunca yüzeye çıkarak levha içi volkanizmayı ve derinde de, bunlara eşlik eden granit-granodiyoritik plütonizmayı oluşturmuştur. Aynı yaşlı fakat değişik nitelikli (kalkalkalen, şoşonitik, alkalen) volkanitlerin yanyana bulunuşu, bunların yüksek potasyum içermesi, karasal tortullarla yanaldüşey geçiş göstermesi ve hemen hemen hepsinin grabenhorst ve onları sınırlayan çekim fayları (normal faylar) boyunca yoğunlaşmış bulunması (Şekil 3), bir yay gerisi taşıyıcı niteliğindeki Anadolu-Ege levhasında (Morelli ve diğerleri, 1975) riftleşmeyi ve ona bağlı levha içi volkanizmayı desteklemektedir.

Volkanitlerin yaşma gelince, bu konuda değişik araştırmacı tarafından yapılmış birçok jeokronolojik yaş belirlemeleri ve saha bulguları vardır. Örneğin, Karadağ volkanitleri (Karaman-Konya) 3.2-11 my (Schleicher ve Schwarz, 1977); Beyşehir-Seydişehir volkanitleri (Konya) 11.95-3.35 my (Keller ve diğerleri, 1977); Afyon ve İsparta Büklümü kuzey iç kesimi volkanitleri 11-12 my (Becker-Platen ve diğerleri, 1977); genel olarak Batı Anadolu volkanitleri 16-22 my (Borsi ve diğerleri, 1972); Kula volkanitleri 1.1 my-12.000 yıl (Tekkaya, 1976); Midilli adası volkanitleri 16-18 my (Borsi ve diğerleri, 1972) gibi. Ayrıca, İsparta Büklümü kuzey iç kesimi ve Uşak yöresinde yapılan saha çalışmaları sırasında elde edilen fosil bulgularına göre, bu yörelerdeki değişik nitelikli volkanitlerin Orta Miyosen-Üst Pliyosen aralığında oluştuğu sonucuna varılmıştır (Ercan ve diğerleri, 1978; Koçyiğit, 1980).

Gerek radyometrik yaş belirlemeleri, gerekse saha çalışmaları sırasında bulunan fosiller, Yeni tektonik dönem volkanitlerinin, Orta Miyosen-günümüz aralığında değişik yaş konaklarında oluştuğunu kanıtlamaktadır.

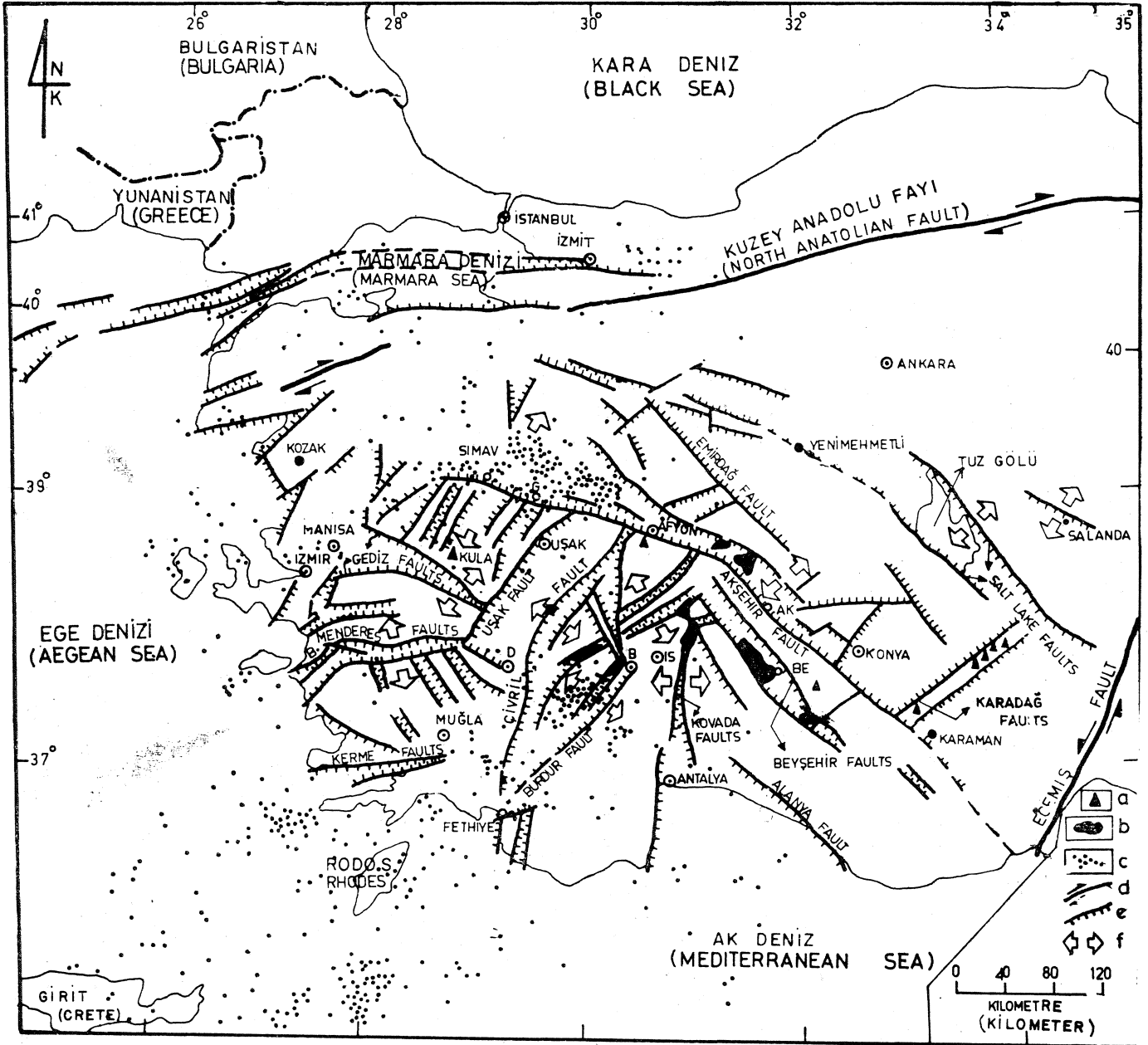
Blok-Faylanma. Tortoniyen sonunda, Güneybatı Türkiye tümüyle yükselmeye başlamış ve günümüzde de etkinliğini sürdürmekte olan çekme tektoniği rejiminin de-

netimine girmiştir. Bu rejime bağlı olarak, bölge blok faylanmaya uğramıştır. Konuyla ilgili gözlem ve bulgular aşağıda kısaca özetlenecektir.

İzmir dolayında, Yeni tektonik dönemde oluşmuş ya da dirilmiş önemli fay takımları KD-K, KB-BKB (Miyosen-Pliyosen yaşlı) ve BKB-B (Pliyosen yaşlı) gidişlidir (Kaya, 1979); Alaşehir-Salihli (Manisa) yöresinde D-B (en genç, KD-GB ve KB-GD gidişli olup, Pliyosen-günümüz arasında gerçekleşen düşey devinim miktarı da 1500 m dolayındadır (Arpat ve Bingöl, 1969). Karaman ve Yılmaz'ın (1982) Salihli-Alaşehir (Manisa) yöresinde yapmış oldukları çalışmalara göre, bölgede değişik doğrultulu ve birbirini kesen fay takımları gelişmiştir. Bunlar BKB-DGD (Üst Miyosen-Erken Pliyosen), K-G (Pliyosen), Erken Kuvaterner'de D-B, KD-GB ve en son olarak da BKB-DGD gidişli fay takımlarıdır. Bu fay takımlarından bazıları boyunca çizgisel dizilimli sıcaqsu kaynakları, kaplıcalar, limonit mangan oluşumlarına ve CO₂, H₂S gibi gazların çıkışma rastlanılır. Güllük-Selimiye (Muğla) ve Beşparmak dağlarında (Menderes Masifi), önemli normal fay takımları KD-GB, KB-GD ve D-B gidişlidir (Öztürk ve Koçyiğit, 1976). Denizli-Sarayköy-Buldan yörelerindeki normal fay takımları D-B, KD-GB, KB-GD ve K-G olup, bunlar, Yeni tektonik dönemde oluşmuş tortulları daha yaşlı temel kayalarından ayırmakta ve çoğun, büyük depremler bu fay takımlarının kesişme yerlerinde gelişmiş bulunmaktadır (Lahn, 1948). Örneğin, 1945 Denizli-Sarayköy-Buldan depremi, Büyük Menderes grabenini sınırlayan D-B gidişli faylarla, Alaşehir-Sarayköy-Buldan-Denizli grabenini sınırlayan KB-GD gidişli kenar faylarının kesişme yerinde; 1963 Tefenni (Burdur) ve 1971 Burdur depremleri ise, Burdur grabenini sınırlayan KD-GB gidişli faylarla, KB-GD gidişli Alaşehir-Sarayköy faylarının kesişme yerinde oluşmuştur. Özellikle Yeni tektonik dönemin kayabirimlerini (Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortul-volkanit ardaşımı, Eski ve Yeni Kuvaterner yaşlı taraça, alüvyon konileri) daha yaşlı kayabirimleriyle dokanaga getirmiş olan normal faylar, deprenselliği en yüksek olan alanlardır (Lahn, 1948).

Diğer taraftan, Güneybatı Türkiye'de önemli iki sisimik kuşaktan birincisi Girit adası-Rodos adası-Fethiye-Burdur boyunca, diğeri ise Simav-Emet-Gediz-Altıntaş-Afyon boyunca uzanmaktadır (Şekil 4). Bu iki kuşak, Güneybatı Türkiye'de deprenselliği en yüksek alanlardır (Ergin ve diğerleri, 1967). Şekil 4 de görüldüğü gibi, derinliği 0-150 km arasında değişen ve 1961-1975 yılları arasında oluşan deprem episantrları da bu iki kuşak üzerinde yoğunlaşmış bulunmaktadır (Mc Kenzie, 1977). Bu kuşaklardan ilki kuzeydoğuya doğru KD-GB gidişli Burdur-Acıgöl grabenleriyle, ikincisi ise, güneydoğuya doğru KB-GD gidişli Afyon-Akşehir grabenleriyle birleşir (Şekil 4 ve 5). Özellikle 1970 Gediz depreminden sonra, Akşehir-Afyon-Gediz Simav çöküntüsünün deprenselliği artmıştır.

Dinar-Homa (Afyon) yöresinde, egemen normal fay takımları KB-GD, KD-GB ve D-B gidişli olup, KD-GB gidişli takım, genellikle diğerlerini kesip ötelemiştir (Öztürk, 1982). Diğer taraftan, Burdur ve Menderes grabenlerinin oluşumunu, bir sıkışma fazını izleyen ve ona dik yönde gelişen çekme gerilimine bağlı normal faylarla açıklayan Dumont ve diğerleri (1979), Güneybatı Anadolu'da dört ayrı grabenleşme evresi saptamışlardır. Bunlar sırayla Miyo-



Şekil 4. Güneybatı Türkiye'nin yalınlaştırılmış sismo-tektonik haritası. a) Genç volkan konileri; b) Göller; c) Deprem episantrları; d) Doğrultu atımlı faylar; e) Çoğun vevv atımlı normal faylar; f) Egemen genişleme yönleri.

Figure 4. Simplified seismo-tectonic map of Southwestern Turkey. a) Young volcanic centers; b) Lakes; c) Earthquake epicenters; d) Strike-slip faults; e) Mostly oblique-slip faults; f) Dominant extension senses.

sen sonu-Erken Pliyosen (KB-GD sıkışma, KD-GB çekme), Pliyosen (K-G sıkışma, D-B çekme), Eski Kuvaterner (Burdur dolayında K-G sıkışma, D-B çekme; Sarayköy dolayında BKB-DGD sıkışma, KKD-GGB çekme) ve Genç Kuvaterner (Burdur yöresinde KB-GD çekme, Menderes grabeninde ise KD-GB çekme) grabenleşmeleridir. Nitekim Antalya-Fethiye-Denizli üçgeni içindeki fay düzlemi çözümlerine göre de, en büyük çekme eksenleri KB-GD doğrultuludur (Kocaefe ve Ataman, 1976), Antalya traver-

tenlerinde incelemeler yapan Ayday ve Dumont (1979), travenenler içinde KD-GB, K-G ve KB-GD olmak üzere üç kırık takım* saptamışlar ve bunların, Tortoniyen sonu-Pliyosen öncesi Aksu fazı (Poisson, 1977) yapılarını kesmekte olduğunu belirtmişlerdir.

Gediz ve yakın dolayında Miyosen'den önce oluşmuş ve Pliyosen sırasında etMnlik kazanmış olan fay takımları yaklaşık K50°-70°B gidışli olup, bu faylar boyunca Batı Anadolu kristalin kütlesi yükselerek parçalanmış ve bir-

çok çöküntü alanı oluşmuştur (Abdüsselamoğlu, 1977). Aynı bölgenin karmaşık blok faylanmadan etkilendiğini belirten Tokay ve Doyuran'a göre (1979) ise, egemen fay takımları D-B, BKB-DGD ve KD-GB gidişlidir. Batı Anadolu'daki önemli büyük depremlerden biri olan 1970 Gediz depremi sırasında, yöredeki Miyosen-Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı travertenlerde 2.5-3 m lik düşey atımlar gelişmiş ve deprem sonrası da etkinliğini sürdüren artçıl deprem episantrlarının, Edremit körfezine değin uzanan yaklaşık 300 km uzunluğundaki bir kuşak boyunca yoğunlaştığı görülmüştür (Ambraseys ve Tchalenko, 1970). Gediz'in batısında yer alan Simav grabeni yaklaşık K70°B doğrultusunda 100 km kadar uzanım göstermekte olup, grabeni sınırlayan basamak türü fayla, boyunca toplam düşey atım miktarı 1750 m dolayındadır (Zeschke, 1954). Riyodasit-bazalt bileşimli genç magmalar da, bu faylar boyunca yüzeye değin çıkmış bulunmaktadır. Diğer taraftan Menderes masifi doruklarından güneyde Ege denizine değin uzanan kısa bir yatay uzaklık içinde, biri 500 m, diğeri 1000 m yükseklikte kıyıya koşturulan uzanım ve Pliyo-Kuvaterner sırasındaki düşey tektonik devinimlerle gelişmiş iki aşımın düzlüğü yer almaktadır (Graciansky, 1968).

Daha doğuda Karaman-Ermenek-Mut ve Silifke yörelerinde, yaklaşık 4000 m kalınlığa erişen, birbirleriyle yanal-düşey geçişli çakıtaşı, sedimanter breş, kumtaşı, marn, resifal kireçtaşı gibi kayatürlerinden oluşan Burdigaliyen-Helveyen yaşlı denizel birimler, oluşumlarıyla yaşıt, başlıca K50° - 70°D ve K30° - 40°B gidişli iki çekim fayı takımıyla denetlenmiştir (Koçyiğit, 1976; Gökten, 1976; Gedik ve diğerleri, 1979). Ayrıca, Mut-Silifge-Ermenek havzasıyla benzer jeoloji özelliği gösteren Adana havzasında yapılan sondaj ve yeraltı jeolojisi çalışmaları, yüzeyde görülen kıvrım yapılarının, gömülü topografyaya bağlı olarak, katmanların kazanmış oldukları birincil eğimden kaynaklandığını kanıtlamıştır (Gedik ve diğerleri, 1979).

Faylar ve çöküntü alanları. Ege-Anadolu levhasının bir parçasını oluşturan Güneybatı Türkiye, blok-faylanma tektoniği ve bu tektonik rejime bağlı olarak gelişmiş yapılar bakımından özgün bir alandır (Şekil 4 ve 5). Şekillerde görüldüğü gibi, önemli faylar arasında Akşehir, Tuzgölü, Çivril, Beyşehir, Kovada, Burdur, Kerme, Büyük Menderes, Gediz, Uşak, Emirdağ, Karadağ ve Alanya fayları sayılabilir. Bunlardan Akşehir fayı (Şekil 4 ve 5), Simav-Gediz-Afyon sismik kuşağı içinde yer alan ve Güneydoğuda Karaman (Konya) dolayından, kuzeybatıda Simav batısına değin uzanan, 200-300 m atımlı, 75°-80°KD eğimli bir çekim fayıdır (Atalay, 1975). Uzanımı boyunca yer yer çok belirgin fay düzlemi sunar ve fay düzlemini kat eden kosekant dere ağızlarında 200-300 m kalınlığa erişen birikinti konileri oluşmuştur. Akşehir-Afyon-Gediz-Simav çöküntü alanı ve bu alanın güneybatı kenarını sınırlayan Akşehir fayı, sismo-tektonik bakımdan diridir (Ketin, 1968; Koçyiğit, 1980; Çuhadar, 1977). Aynı çöküntü alanının güneydoğu uzantısını oluşturan Suğla ve Beyşehir göllerinin bulunduğu kesimler de, Pliyosen sonu-Kuvaterner başı çekme tektoniğiyle oluşmuş, günümüzde diri önemli çöküntü alanlarıdır (Koçyiğit, 1980; Güldalı, 1981). Göl kıyı kordonlarının, göl düzeyinden 4-5 m yüksekte oluşu, düşey devinimlerin bir kanıtıdır.

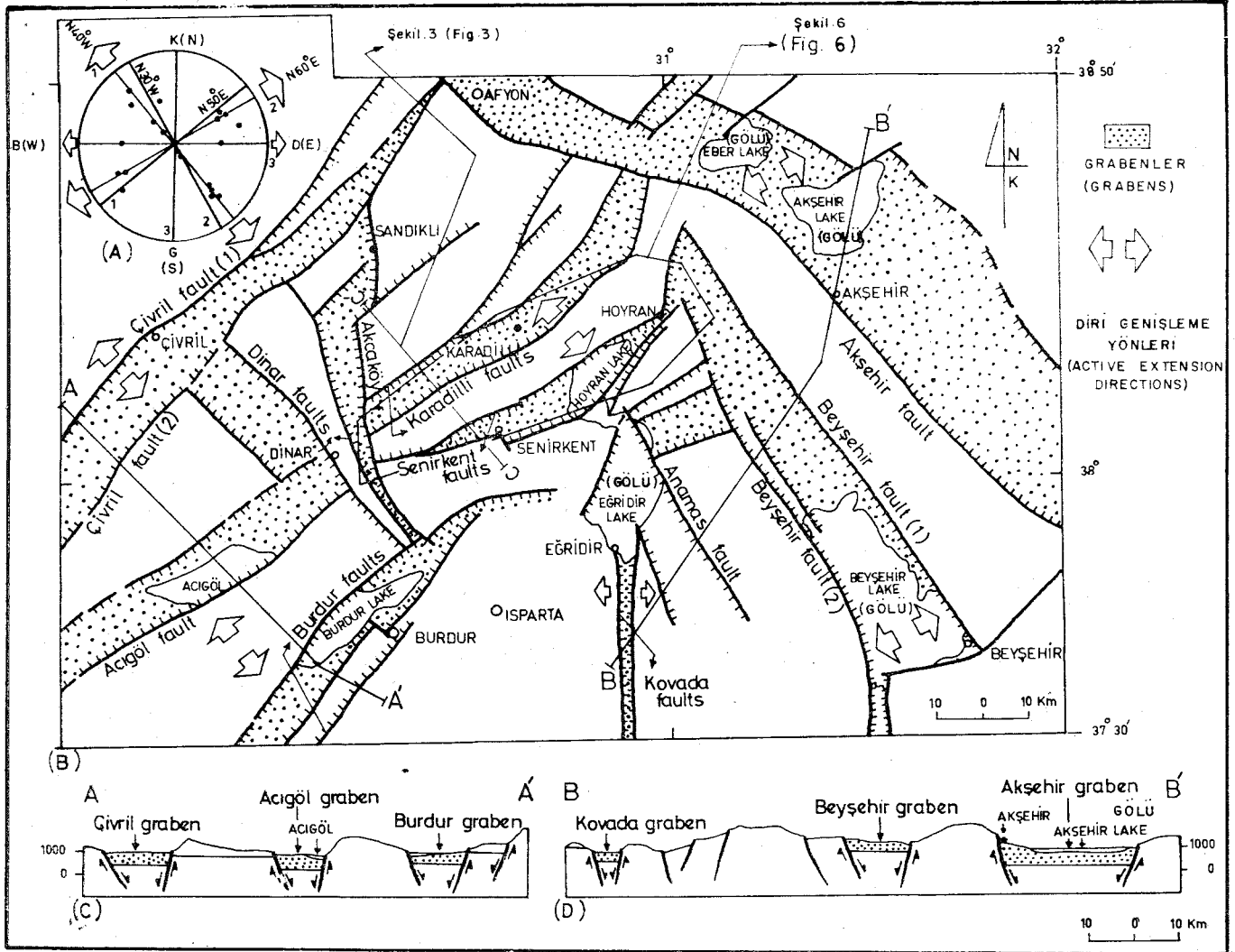
Daha kuzeyde, Ankara'nın güney-güneybatısında uzanan Tuzgölü fayları (Şekil 4), başlıca KB-GD gidişli, ba-

samak türü normal faylar olup, Tuzgölü-Haymana çöküntü alanını sınırlar. Bu çöküntü alanları, asıl Paleosen-Alt Eosen sırasında gelişmiş bir graben olup, grabeni sınırlayan Tuzgölü faylarının (Kuvaterner çökelleriyle daha yaşlı birimleri birbirinden ayıran faylar), günümüzde de diri olduğu Üst Neojen yaşlı volkanizma, faylar boyunca dizilmiş sıcaksu kaynakları, güncel traverten oluşumları, 1974 Yenimehmetli ve 1983 Köşker depremleriyle kanıtlanmaktadır (Ünal ve Yüksel, 1978), Yine Tuzgölü çöküntü alanının hemen kuzeydoğusunda yer alan diğer bir çöküntü alanı da Salanda yöresidir (Şekil 4). Hacıbektaş ilçesi güneyinde Hırkadağ metaforfitleriyle, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortulların dokanağı oluşturan ve Salanda bucağının 2.5 km kuzeyinde KB-GD doğrultusunda uzanan Salanda fayı, Tuzgölü faylarına koştur olup, üzerinde yer alan bir dizi sıcaksu kaynağı, kükürtlü su ve traverten oluşumlarıyla, günümüzde diri olduğu kanıtlanan önemli bir diğer çekim fayıdır.

Şekil 5, blok faylanmanın en iyi gözlemlendiği alanlardan biri olan İsparta Büklümü kuzey kesiminin daha büyük ölçekli bir fay haritası olup, önemli normal faylar (Çivril, Acıgöl, Burdur, Dinar, Akçaköy, Karadilli, Senirkent, Kovada, Anamas, Beyşehir, Akşehir fayları) ile bunlar arasında kalan çöküntü ve yükselti alanlarının (Çivril, Acıgöl, Burdur, Kovada, Beyşehir, Akşehir, Karadilli ve Hoyran çöküntüleri) ilişkisi daha iyi görülmektedir. Çöküntü alanlarının içi Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortullar ve alüvyonlarla doldurulmuştur (Şekil 5B, C ve D). Hemen hemen önemli tüm faylar ve bunlar tarafından sınırlanan çöküntü alanı içinde akmakta olan dereler, düşey yükselmenin bir kanıtı olarak, yataklarını derine kazmış olup, günümüzde diri faylar, doğrudan doğruya, alüvyonlarla daha yaşlı birimleri dokanağa getirmiştir. Diğer taraftan, yine çöküntü alanı içinde yer alan bazı göller, diri faylanmanın bir diğer kanıtı olarak, birer kenarlarını doğrudan fay düzlemlerine (Listric type fault) yaslanmışlardır. Örneğin Acıgöl Burdur gölü, Beğenir gölü ve Hoyran-Eğridir gölleri gibi (Şekil 5C).

Şekil 3, 4 ve 5'e bakıldığında, blok faylanma tektoniğine bağlı olarak gelişmiş olan önemli çekim fayı takımlarının sırayla yaklaşık KD-GB, KB-GD ve K-G gidişli oldukları görülür. Şekil 5B de görülen yirmi kadar fayın sahada ölçülen eğim ve doğrultularıyla hazırlanmış olan nokta diyagramında (Şekil 5A), birinci takımın N30°B, ikinci takımın K50°D, üçüncü takımın ise K-G gidişli olduğu görülmüştür. Birinci takımı oluşturan faylardan Akşehir, Beyşehir fayları; ikinci takımı oluşturan Çivril, Acıgöl, Burdur, Karadilli, Hoyran fayları ve üçüncü takımı oluşturan Kovada fayları günümüzde diri olup, Güneybatı Anadolu'da levha içi genişleme sürmektedir. Yine aynı diyagrama göre (Şekil 5B), önemli genişleme yönleri sırayla K60°D, K40°B ve D-B dir.

Şekil 6 da, Hoyran gölü yöresinin daha ayrıntılı ve daha büyük ölçekli yapı haritası görülmektedir. Bu bölge, yaklaşık KD-GB uzanımına iki çöküntü (Karadilli ve Hoyran grabenleri) ve bunlar arasında kalan bir yükselti alanı (Kılınçlağm Dağı horstu) ile ırılanır (Şekil 3, 6). Bu büyük yapıları sınırlayan faylar diri olup, harita üzerinde, diğer faylardan değişik bir işaretlerle gösterilmiştir. Şekil 6 da yapı haritası görülen Hoyran gölü yöresinin, haritalanabilen tüm faylarının doğrultulan temel alınarak hazır-



Şekil 5. İsparta Bükümü kuzey kesiminin yalınlaştırılmış yeni tektonik haritası. A) Faylar için nokta diyagramı; B) Fay haritası; C ve D) Enine kesitler.

Figure 5. Simplified neotectonic map of the northern part of İsparta Bend. A) Point diagram; B) Fault map; C and D) Geologic cross-sections.

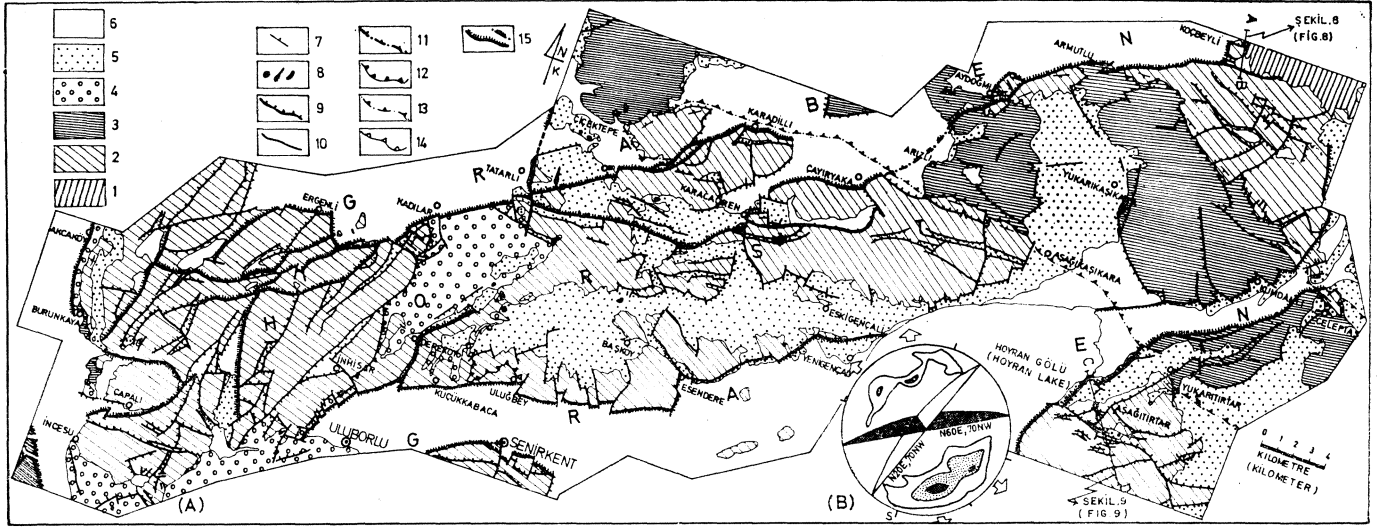
lanan gül diyagramında, egemen fay takımlarının $K0^{\circ}-20^{\circ}D$, $K50^{\circ}-70^{\circ}D$ ve $K30^{\circ}-40^{\circ}B$ gidiş» oldukları görülmüştür. Diğer taraftan, fay düzlemi iyi korunmuş olan, bu nedenle de eğim miktarı, doğrultusu ve devinim yönü saptanabilen fayların durumlarıyla hazırlanan kontur diyagramıyla (Şekil 6B), egemen fay takımlarının sırayla $K60^{\circ}D/70^{\circ}KB$, $K20^{\circ}D/70^{\circ}GD$ oldukları saptanmıştır.

Blok-faylanma evreleri. Blok-faylanma, değişik doğrultularda birbirlerini kesen normal fayların gelişimiyle iralanan bir yapı biçimidir (Şekil 3, 4, 5 ve 6). Dolayısıyla blok faylanmayı doğuran kırıklar değişik doğrultulu fakat aynı zamanda oluşmuş faylardır. Nitekim Güneybatı Türkiye'de KD-GB, KB-GD, D-B ve K-G gidişli ve eş yaşlı normal fay takımlarının gelişmiş bulunması, bu alanın, Yeni tektonik dönemde, çekme tektoniği denetiminde gelişen blok-faylanma ile iralandığını kanıtlamaktadır.

Anımsanacağı gibi, çekme gerilimi sisteminde, kuramsal olarak, normal faylar mekanik bakımdan, en büyük

gerilim ekseninin düşey, diğer iki eksenin de yatay konumlu olması durumunda, en büyük gerilim ekseninin kesme bileşenlerinden biri ya da her ikisi olarak gelişir (Billings, 1972). Yerel olarak Orta Oligosen sonu, genel olarak Üst Miyosen-Erken Pliyosen'de başlayan Yeni tektonik dönemle birlikte, ortam çekme tektoniği rejiminin denetimine girmiş ve mekanik açıdan en büyük gerilim ekseninin düşey ya da ona yakın bir konum kazanmasıyla da normal faylar gelişmeye başlamıştır (Şekil 7B, C). Şekil 7A, Levha Tektoniği kuramı açısından, Anadolu-Ege levhasının günümüzdeki olası yapısını ve Afrika Levhası'yla ilişkisini; Şekil 7B ve C ise, Anadolu-Ege levhası içindeki blok-faylanma evrelerini ve levha içi genişlemeyi temsil etmektedir.

Çekme geriliminin yeğin olarak serbestlediği ve buna koşut olarak normal fayların geliştiği üç evre sırasıyla Üst Miyosen-Alt Pliyosen. Pliyosen sonu ve Pliyosen sonu-günümüzdür. Bu faylanma evreleri, faylarla sınırlı ve



Şekil 6, İsparta Büklümü kuzey kesiminin yalınlaştırılmış jeoloji haritası (A) ve faylar için kontur diyagramı (B).

1) Paleozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfikler; 2) Liyas-Lütesiyen yaşlı tortul kayalar; 3) İç Toros ofiyolitli karışığı napı; 4) Alt-Orta Oligosen yaşlı post-orojenik molas; 5) Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortullar; 6) Kuvaterner yaşlı tortullar; 7) Katman eğim ve doğrultusu; 8) Volkan merkezleri; 9) Normal faylar; 10) Düşey faylar; 11) örtülü normal faylar; 12) Sürüklenim; 13) Örtülü sürüklenim; 14) Büyük açılı ters fay; 15) Diri normal faylar.

Figure 6. Simplified geologic map of the northern part of İsparta Bend. A) Geologic map; B) Contour diagram for faults.

1) Low-grade metamorphics of Paleozoic age; 2) Sedimentary rocks of Liassic to Lutetian age; 3) Internal Taurus ophiolitic melange nappe; 4) Post-orogenic molasse of Lowe, to Middle Oligocene age; 5) Continental deposits of Late Miocene to Pliocene age; 6) Quaternary deposits; 7) Dip and strike of bedding; 8) Volcanic centers; 9) Normal faults; 10) Vertical faults; 11) Covered normal faults; 12) Overthrust; 13) Covered overthrust; 14) Reverse fault; 15) Active normal faults.

değişik yüksekliklerde bulunan üç aşınım düzlüğünün varlığıyla da kanıtlanmaktadır (Şekil 7CE1, E2, E3).

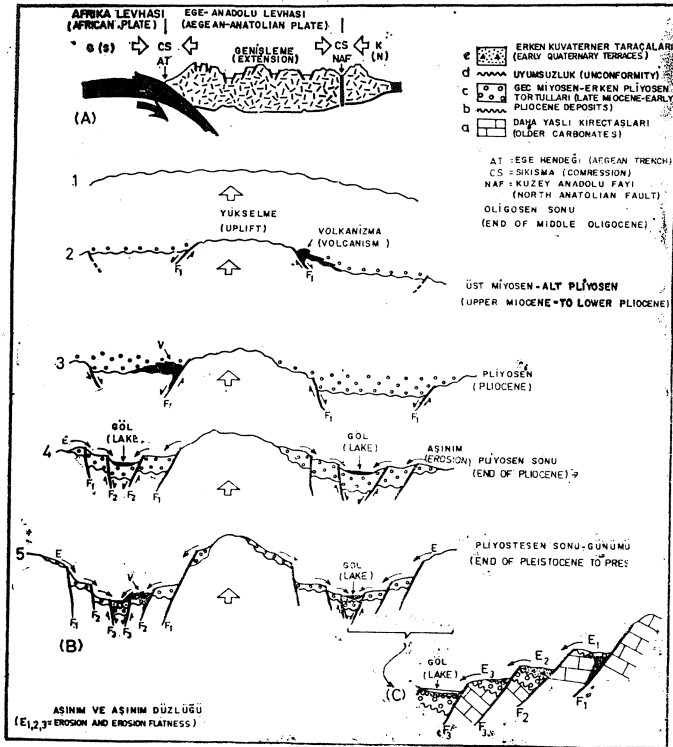
Levha içi bir riftleşmenin başlangıcı olarak yorumlanabilen (Arpat ve Bingöl, 1969; Kaya, 1979; Koçyiğit, 1980, 1982) ilk blok faylanma evresi Üst Miyosen sonu-Pliyosen başında gerçekleşmiş olup, buna bağlı olarak oluşan çöküntü alanlarında levha içi volkanizma ve karasal çökeltme gelişmeye başlamıştır (Şekil 7B2). Bu evre, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çökellerin ve bunlarla yanal-düşey geçişli volkanitlerin, daha yaşlı birimler üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alması ve faylarla sınırlı bir aşınım düzlüğünün bulunmasıyla kanıtlanır (Şekil 7CE1). Volkanitlerle ardaşıklı karasal çökellerin yaklaşık 2000 m kalınlığa erişmesi, düşey devinimlerin Pliyosen boyunca sürmüş olduğunu gösterir (Şekil 7B3). İkinci faylanma evresi Pliyosen sonunda gerçekleşmiştir (Şekil 7B4). Bu evre, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı çökellerin faylarla kesilmesi ve Eski Kuvaterner yaşlı taraçalarm tabanında, faylarla sınırlı ikinci bir aşınım düzlüğünün varlığıyla kanıtlanmaktadır (Şekil 7CE2). Pliyosen sonu faylanma evresiyle horst ve graben yapılan iyice belirgenleşmiş, görece düşey devinim miktarı da artmıştır. Pliyosen sonunda grabenler içinde yer yer, Üst Miyosen-Pliyosen'den kalıtsal küçük göller belirmiş (Şekil 7B4), onların dışındaki alanlar ise hızla aşınımı sürdürmüş ve göl kenarlarında oluşmakta olan Eski Kuvaterner yaşlı taraçalara geçiş sağlamıştır.

Son faylanma evresi ise, Eski Kuvaterner sonudur (Şekil 7B5). Bu evre, Eski Kuvaterner yaşlı taraçalarm tabanında, faylarla sınırlı bir aşınım düzlüğünün bulunması ve onların daha genç faylarla kesilmiş bulunmasıyla kanıtlanır (Şekil 7CE2, E3). Bu evrede, daha önce oluşmuş bazı fayların da gençleşmiş olduğu görülür (Şekil 7CF2).

Böylece, Güneybatı Türkiye'de, horstlardan grabenlere doğru gençleşen ve başlıca üç ayrı faylanma evresiyle belirginleşen blok faylanma, günümüzde de eürmektedir. Bunun kanıtı olarak, son faylanma evresinde oluşmuş fayların, alüvyon ve graben içindeki göllerle ilişkisi gösterilebilir (Şekil 7B5, CF3). Şekilde görüldüğü gibi, en genç faylar, doğrudan doğruya alüvyon ile daha yaşlı birimleri dokanağa getirmiş olup, fay düzlemi, alüvyon düzlüğünden 10 m kadar daha yüksek düzeyde bulunmaktadır. Diğer taraftan, Üst Miyosen-Pliyosen'den kalıtsal göller, birer kenarlarını faylara yaslamışlardır. Blok faylanma, tüm Güneybatı Türkiye'de aynı zamanda fakat değişik doğrultularda oluşmuş çekim faylarıyla gelişmeye başlamıştır. Bu nedenle, KB-GD, KD-GB, D-B ve K-G gidişü fay takımlarından herhangi biri, diğerlerinden daha genç değildir. Ancak, aynı fay takımı içinde, horstlardan grabenlere doğru gidildikçe gençleşme vardır (Şekil 3, 7B C). Şekilde görüldüğü gibi F1, F2 ve F3 fayları birbirlerine koşut olmasına karşın F1 Üst Miyosen, F2 Pliyosen sonu, F3 ise Eski Kuvaterner sonu-günümüz arası yaşlıdır, özette

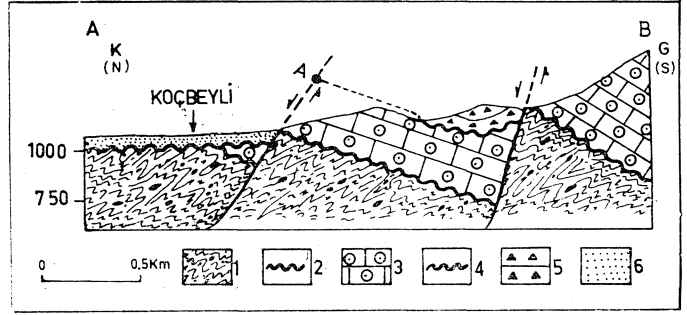
F3 fay takımı, yukarıda da belirtildiği gibi, aülyonlarla daha yaşlı birimleri birbirinden ayırmakta olup, herhangi bir doğrultuda gelişmiş olabilir. Örneğin, İzmir yöresinde BKB-DGD gidişli normal fay takımı (Kaya, 1979); Akşehir-Salihli (Manisa) dolayında D-B gidişli fay takımı (Arpat ve Bingöl, 1969); Selimiye-Güllük (Muğla) dolayında D-B gidişli fay takımı (Öztürk ve Koçyiğit, 1976); Gediz ve çevresinde KB-GD gidişli fay takımı (Abdüsselamoğlu, 1977); Tuzgölü dolayında KB-GD gidişli fay takımı (Ünal ve Yüksel, 1978) günümüzde diri olup, bunlar ya son faylanma evresinde oluşmuş ya da daha eski faylar olup, son faylanma evresinde dirilmiş faylardır. İsparta Büklümü kuzey iç kesiminde ise, KD-GB, KB-GD ve K-G olmak üzere, birbirleriyle kesişen ve günümüzde diri olan üç fay takımı vardır (Şekil 5).

Genel olarak Güneybatı Türkiye'de, diri fay kanıtı olarak aşağıdaki veriler sayılabilir : 1) Kuvaterner yaşlı birimlerin daha yaşlı birimlerle faylı dokanak ilişkisi sunması ve grabenlerin içini dolduran alüvyon düzeyine göre, fay düzlemlerinin daha yüksekte (1-10 m) bulunması (Şekil 7); 2) Eski alüvyonların faylara asılı kalması (Şekil 8, 9); 3) Fay dikliği eteğinde, fay düzlemini kat eden konsekant dere yataklarında 200-300 m kalınlığa erişen birikinti konilerinin oluşmuş bulunması ve çakıl eksenlerinin dalm kazanması; 4) Graben kenarlarında, eski kaynak



Şekil 7. Güneybatı Türkiye'de blok-faylanma için olası model. A) Afrika ve Ege-Anadolu levhaları boyunca tasarımsal enine kesit; B ve C) Faylanma evreleri.

Figure 7. A tentative model for block-faulting in Southwestern Turkey. A) Schematic cross-section along the African and Aegean-Anatolian plates; B and C) Faulting periods.



Şeidl 8. Şekil 6 daki AB-çizgisi boyunca geçen jeoloji enine kesiti. 1) Paleozoyik yaşlı temel kayaları; 2) Açılı uyumsuzluk; 3) Liyas yaşlı kireçtaşları; 4) Açılı uyumsuzluk; 5) Erken Kuvaterner yaşlı taraçalar; 6) Alüvyon.

Figure 8. Geologic cross-section along the line AB in Fig. 6. 1) Basement rocks of Paleozoic age; 2) Angular unconformity; 3) Liassic limestones; 4) Angular unconformity; 5) Early Quaternary terraces; 6) Alluvium.

çıkış yerlerinin (kurumuş kaynaklar) alüvyon düzeyinden 25-50 m kadar daha yüksekte yer alması; 5) Sıcaksu ve kaplıcaların, fay düzlemi ve ona yakın yerlerde çizgisel olarak yoğunlaşmış olması; 6) Eski ve yeni sıcaksu çıkış yerlerinde oluşmuş travertenlerin çok farklı yüksekliklerde bulunması; 7) Karların, fay çizgileri boyunca, diğer yerlere göre daha çabuk erimesi; 8) Fay çizgileri boyunca limonit, mangan oluşumları, CO₂ ve H₂S gibi gazların çıkması; 9) özellikle KB-GD ve KD-GB gidişli fay takımları boyunca çok sık deprem olması; örneğin 1925, 1932 Akşehir ve 1970 Gediz depremleri KB-GD gidişli fay takımının; 1945 Denizli-Sarayköy-Buldan, 1963 Tefenni (Burdur) ve 1971 Burdur depremleri ise KD-GB gidişli fay takımının diri olduğunu kanıtlamaktadır. Diğer taraftan, deprem episantrlarının başlıca KB-GD gidişli Simav-Gediz-Afyon-Akşehir kuşağı ve KD-GB gidişli Rodos-Fethiye-Burdur-Acıgöl kuşağı üzerinde yoğunlaşması (Şekil 4) ve deprem odaklarıyla ilgili fay düzlemi çözümlerinin küçük yatay bileşenli normal faylar (verev atımlı normal faylar) vermesi (Alptekin, 1973; McKenzie, 1977; Papazachos ve Comninakis, 1977), bu iki kuşak ve bu kuşaklarda yeralan fayların sismik bakımdan da diri olduğunu ortaya koymaktadır.

Düşey devinim miktarı. İsparta Büklümü kuzey iç kesiminde, Üst Miyosen-Alt Pliyosen sırasındaki ilk faylanma evresinden, günümüzdeki üçüncü faylanma evresi sonuna değin, üç ayrı faylanma evresi sırasında gelişmiş basamak türü çekim fayları boyunca, toplam görece düşey devinim miktarı 500 m, Kuvaterner başlangıcından günümüze değin ise 200 m dolayındadır. Buradan, yaklaşık yükselme-çökme hızının 1mm/10 yıl olduğu söylenebilir. Diğer taraftan doğuda Karaman-Ermenek (Konya) dolayında, yine Üst Miyosen yaşlı denizel tortullar tarafından doldurulmuş grabenleri sınırlayan normal faylar boyunca düşey atım miktarı 200-500 m arasında değişirken, Miyosen yaşlı tortulların tabanı yaklaşık 2000 m yükseklikte (deniz düzeyinden) yüzeylemektedir (Ermenek kuzeyinde Oyuklu ve Kızıldağ yöreleri). Bu durum, Üst Miyosen sonundan günü-

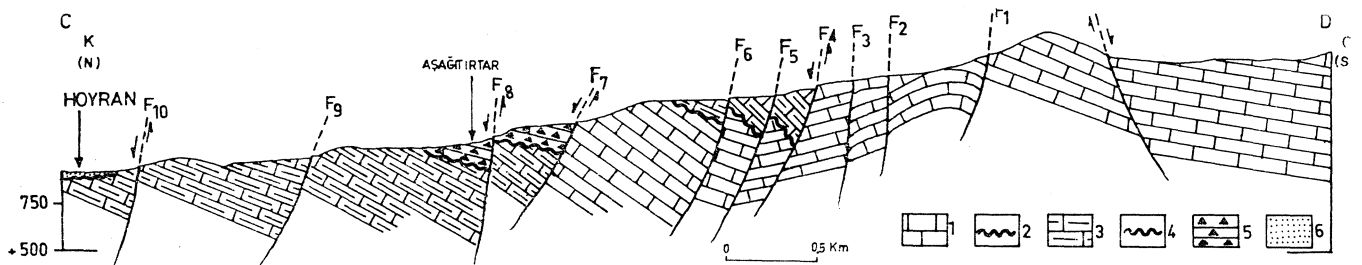
müze değin, bu bölgenin 2000 m lik görelî bir düşey devinim geçirdiğini kanıtlamaktadır. Üst Miyosen tortulları, grabenlerin içi ve kenarları dışında yatay ya da ona yakın konumludur. Diğer taraftan, Üst Miyosen sonundan günümüze değin etkin rejim çekme tektoniğidir. Bu iki veri, kısa yatay uzaklık içinde oluşan 2000 m lik düşey devinim miktarının, kıvrımlanmadan çok düşey kabuk devinimlerinin bir sonucu olduğunu kanıtlamaktadır.

Benzer yükselmeler, batıda Salihli-Alaşehir (Manisa) dolayında 1500 m (Arpat ve Bingöl, 1969); Simav grabenini sınırlayan basamak türü faylar boyunca toplam düşey atım 1750 m (Zeschke, 1954); Teke yarımadasında ise yine yaklaşık 2000 m olarak saptanmıştır (Graciansky 1968). Ege-Anadolu levhası içinde kuzeyden güneye Akdenize, ya da batıya Ege denizi'ne doğru gidildiğinde, değişik yüksekliklerde, normal faylarla sınırlı, değişik yaşlı ve kıyıya koşut uzanımlı aşınım düzlüklerine rastlanması, sözü edilen düşey devinim miktarının faylanma ile kazanıldığına en iyi kanıttır.

Ege-Anadolu levhasında genişleme ve kökeni. Ege-Anadolu levhasının değişik kesimlerindeki kabuk yapısı, deformasyon biçimi, günümüzde etkin genişleme tektoniği ve onun kökeniyle ilgili görüş ve bulgular değişiktir. Ege denizi batimetrik, gravimetrik ve manyetik profiller açısından yay gerisi bir kenar denizi özelliğindedir ve Ege hendeği dışındaki tüm Doğu Akdeniz, Üst Kretase'den beri Afrika sedimanter serisinin bir uzantısıdır (Morelli ve diğerleri, 1975). Diğer taraftan, Ege'deki etkin pozitif serbest hava gravite anomalisi, bölgedeki çökmeye ve ince kabuk yapısına (21-26 km) yorulmuştur (Morelli ve diğerleri, 1975; Payo, 1969; Makris, 1973). Güney Ege, jeofiziksel ve jeomorfolojik özellikleri açısından, hendek-adayayı ve kabarıp genişleyen bir kenar denizi sistemine çok benzemektedir. Ayrıca sığ deprem episantlarının dağılımı, Ege'de birçok sismik blok yanında bazı asismik bloğun da varlığını, başka bir deyişle, Egede kabuğun çok fazla parçalanmış olduğunu göstermektedir (Papazachos ve Comninakis, 1977). Derin deprem episantlarının dağılımına göre, Ege hendeği Kıbrıs'a değin uzanmakta; fay düzlemi çözümlerinden saptanan basınç (P) ve çekme (T) yönlerinin dağılımına göre de, Ege hendeği ve en Kuzey Ege-Biga yarımadası-Marmara denizi sıkışma, arada kalan Doğu Yunanistan, tüm Ege ve Batı Türkiye ise bir genişleme alanıdır (Papazachos ve Comninakis, 1977).

Sismik verilere göre kabuk kalınlığı, Yunanistan'ın dağlık kesimleri altında en fazla 40-47 km, (Papazachos ve Comninakis, 1977; Le Pichon ve Angelier, 1979), Ege denizi altında 30 km, Girit altında 32 km, Girit denizinin en derin kesimi altında 20 km (Makris, 1973-1977) Kuzeybatı Anadolu'da ise yaklaşık 28.4 km dir (Necioğlu ve diğerleri, 1981). Günümüzde Güneybatı Türkiye, Ege denizi ile aynı deformasyon biçimine sahiptir ve başlıca K-G ile KD-GB genişlemesi egemendir (Arpat ve Bingöl, 1969; McKenzie, 1972, 1978; Ritsema, 1973, 1974; Bingöl, 1976; Mercier, 1977). Ege 13 my dan beri genişleme rejiminin denetimi altında olup, Güney Ege'de KKD-GGB doğrultusunda %30-80, Orta ve Kuzey Ege'de K-G doğrultusunda %50-70, Güneybatı Türkiye'de ise KKD-GGB doğrultusunda %20 oranında genişleme olmuştur (Le Pichon ve Angelier, 1979). Diğer taraftan, günümüzde Ege'deki gerilim biçimi, Ege taşıyarı içindeki kuvvetlerce denetlenmekte ve Ege-Anadolu levhasındaki yüzey devinimleri, derinde astenosfer içindeki konveksiyon hücrelerinin devinimini yansıtmaktadır (McKenzie, 1970, 1972, 1978).

Levha içindeki genişlemenin kökeni konusundaki görüşler de değişiktir. Orta ve Kuzey Ege'deki genişlemenin kökeniyle ilgili olarak Sleep ve Toksöz (1971) tarafından önerilen modele göre, Ege hendeği boyunca kuzeye doğru alta dalan Akdeniz dilimi üzerindeki taşıyıcı hücreler, yay gerisi Ege taşıyarının güney kesimini güneye doğru, orta ve kuzey kesimlerini ise kuzeye doğru çeken konveksiyon hücrelerinden oluşmakta ve taşıyıcı hücrelerin bu devinimi, yay gerisi taşıyıcının K-G doğrultusunda genişlemesine neden olmaktadır. Diğer taraftan Ege içindeki genişleme, Türkiye'nin batıya doğru fırlaması ve çekimsel yayılma ile açıklanmaktadır. Ege denizi kabuğu ve Doğu Akdeniz tabanı arasındaki yükseklik farkı, Ege yayından dışarıya doğru büyük bir çekimsel kuvvet yaratmakta, bu ise Ege'deki genişlemeye neden olan çekimsel yayılmayı yaratmaktadır (Tapponnier, 1977; Makris, 1977; Berckhemer, 1977). Ege hendeği boyunca Afrika levhasının Ege-Anadolu levhası altına dalmasıyla, dalan levhanın üst yüzeyinde büyük sürtünme ısı ve hidrodinamik kuvvetler oluşmaktadır (Papazachos ve Comninakis, 1977). Bu kuvvetler sıcak magmayı yukarıya Ege-Anadolu levhası içine doğru göçte zorlamakta ve manto hacminin artışına neden olmaktadır. Artan hacim, Ege-Anadolu levhasının kuzeye ve güneye doğru genişlemesine, dolaylı olarak da manto malzemesinin ka-



Şekil 9. Şekil 6 daki CD-çizgisi boyunca geçen jeoloji kesiti. 1) Alt Kretase yaşlı kireçtaşları; 2) Açılı uyumsuzluk; 3) Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşları; 4) Açılı uyumsuzluk; 5) Erken Kuvarterner yaşlı taraçalar; 6) Alüvyon.

Figure 9. Geologic cross-section along the line CD in Fig. 6. 1) Lower Cretaceous limestones; 2) Angular unconformity; 3) Lacustrine limestones of Pliocene age; 4) Angular unconformity; 5) Early Quaternary terraces; 6) Alluvium.

buk içine sokulmasına, volkanik aktiviteye, yüksek ısı akısına, manyetik anomaliye, kabuk yapısı ve kalınlığının değişmesine, Ege-Anadolu levhasının orta-iç kesimlerinde sığ odaklı ve çekme gerilimine bağlı depremlerin, kenar kesimlerinde ise sıkışma gerilimine bağlı depremlerin oluşmasına yol açmaktadır (Papazachos v Comninakis, 1977). Diğer taraftan, Güneybatı Türkiye'deki K-G yönlü genişleme, Kuzey Anadolu Fayı'nın Kuzey Ege'de kuzeybatıya doğru sapmasına yol açmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979).

Gondwana ve Avrasya arasındaki yakınsama, yaklaşık 68-70 my dan beri, Afrika-Arap levhalarının kuzeyinde yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan Neotetis'in güney kolu boyunca sürmektedir (Biju-Duval ve diğerleri, 1977). Neotetis'in güney kolunun ilk kapanımı doğuda Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca Orta Miyosen sonuna doğru gerçekleşmiş ve bu olay batıya doğru dereceli olarak sürmüştür. Neotetis güney kolunun bir kalıntısı olan Doğu Akdeniz'de kapanma olayı, Ege hendeği boyunca günümüzde de sürmektedir (Fytikas ve diğerleri, 1976). Ege hendeğinin özellikle doğu kesiminde (Pliny ve Strabo çukurlukları arasında) yitim verev özellikte olup, hendek bazı dönüşüm faylarıyla ötelenmiş bulunmaktadır (Le Pehon ve Angelier, 1979). Benzer özellikte yitim olaylarının, geçmişte aynı kuşağın doğudaki uzantısı boyunca da etkin olmuş olduğu, bu kuşak içindeki bazı doğrultu atımlı fayların, örneğin Ecemiş fay kuşağı, gibi, varlığından anlaşılmaktadır.

Güney Tetis kolunun yaklaşık Orta Miyosen sonuna doğru kapanması ve Arap levhasının kuzey-kuzeydoğuya doğru devinimini sürdürmesi, bitişik levha içinde büyük enerji birikimine neden olmuştur. Biriken bu enerji ve Arap levhasının kuzey-kuzeydoğuya doğru devinimi, yaklaşık olarak Pliyosen başında, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu faylarının oluşumu ve aynı zamanda Ege-Anadolu levhasının batıya doğru devinimiyle karşılanmıştır (Tokay, 1973). Böylece Kuzey ve Doğu Anadolu faylarının oluşumu ve bunlar boyuncaki görel devinimler, Türkiye ve yakın çevresinde, bölgesel olarak Yeni tektonik dönemin de başlangıcı olmuştur.

Daha önce ayrıntılı şekilde açıklanmış olduğu gibi, Yeni tektonik dönemde, Ege-Anadolu levhasının iç kesimlerinde etkin olan çekme tektoniği rejimi ve bu rejime bağlı olarak gelişmiş bulunan blok faylanma, volkanizma (kalkalkalen, alkalen, şoşonitik özellikli) ve karasal tortullaşma, bir yay gerisi taşıyıcı niteliğindeki Ege-Anadolu levhası içinde de, en azından bir riftleşme olayının başlangıç aşamalarının (bölgesel kabarma, çökme, blok faylanma, volkanizma, hatta okyanus kabuğu oluşumu) gelişmiş ve sürmekte olduğunu kanıtlamaktadır. Ancak, riftleşme, Ege-Anadolu levhasının tüm kesimlerinde aynı derecede gelişmemiştir. Örneğin, riftleşme evrelerini temsil eden jeolojik yapı ve olaylar Ege-Anadolu levhasının orta ve doğu kesimleriyle (Sivas, Konya, Tuzgölü, Çankırı havzaları) daha az belirgin olmasına karşın, batıya doğru gidildikçe (Güneybatı Türkiye, ve Ege), çok daha belirgin, iyi gelişmiş ve günümüzde diri olduğu görülür. Hatta Kuzey Ege'deki Anadolu çukurluğunun okyanusal bir kabuğa sahip olduğu da bilinmektedir (Papazachos ve Comninakis, 1977).

Ege-Anadolu levhası içinde, doğudan batıya gidildikçe artarak gelişen ve günümüzde diri olan riftleşme olayı, en ileri aşamaya Kuzey Ege'de (Anadolu çukurluğu) erişmiştir. Buna karşın, bu olay doğuya doğru azalmakta ve belir-

ginsizleşmektedir. Diğer taraftan, Ege-Anadolu levhasının kuzey ve doğu sınırını oluşturan Kuzey ve Doğu Anadolu fayları diri, güney sınırını oluşturan Ege hendeğinin ise, yalnızca Kıbrıs'ın batısında kalan kesimi diridir (Papazachos ve Comninakis, 1977). Ayrıca, Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzantısı, Marmara denizi doğu ucunda çatallanmakta ve batıya doğru sürekliliğini yitirmektedir. Ege, Ege-Anadolu levhası içindeki riftleşme olayı, levhanın sınırlarını oluşturan yapılarla karşılaştırılırsa, ilginç bir durum ortaya çıkacaktır. O da, riftleşmenin en ileri evreye eriştiği yerin, yitimin diri olduğu (Ege hendeği boyunca), buna karşın Kuzey Anadolu Fayı'nın sürekliliğini yitirip belirginsizleştiği kesimler arasında kalan Güneybatı Türkiye ve Orta-Kuzey Ege olmasıdır. Buradan, Ege-Anadolu levhası içindeki riftleşme olayları üzerinde etkin olan iki etmeden birinin zaman, diğerinin ise, güneydeki yitim kuşağı ile ilgili olay ve yapılar olduğu sonucuna varılabilir. Nitekim, doğuda kapanma daha önce sona erdiğinden, Ege-Anadolu levhasının orta ve doğu kesimlerinde riftleşme de gelişmemiştir. Buna karşın, batıda yitim yaklaşık 13 my dır sürmekte olduğundan (Fytikas ve diğerleri, 1976), riftleşme için gerekli zaman sağlanmış ve olay daha ileri evrelere erişmiştir.

Ege-Anadolu levhası, kuzey-kuzeybatı kenarı boyunca D-B ve KB-GD yönelimli sıkışma gerilimi etkisi altındayken, güney kenarı boyunca da KB-GD dan GB-KD ya değişen farklı doğrultularda sıkışma geriliminden etkilenmektedir. Böylece, levhanın özellikle güney ve kuzey kenarı boyunca yoğunlaşmış olan değişik yönelimli sıkışma gerilimi, bir yay gerisi taşıyıcı niteliğindeki Ege-Anadolu levhasının iç kesiminde, yine değişik doğrultularda çekme geriliminin doğmasına neden olmaktadır. Çekme gerilimi ise, egemen olarak, normal fayların oluşumuyla serbestleyerek levha içi genişlemeye neden olmaktadır.

SONUÇ

Eski ve Yeni tektonik dönemler arasında, genellikle, ka- im molas oluşumuyla ıralanan bir geçiş dönemi vardır. Güneybatı Türkiye'de Yeni tektonik dönem, yerel olarak Orta Oligosen sonunda, bölgesel olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de başlamış olup, bu zaman konağı, Ege-Anadolu levhasının da oluşum başlangıcıdır.

Konuyla ilgili bazı araştırmacıların daha önce belirtmiş oldukları gibi, Güneybatı Türkiye'de yalnızca K-G yönelimli tek bir genişleme olmayıp, büyük boyutlu horst-graben sistemleri, onları sınırlayan normal faylar ve deprem odakları dağılımıyla kanıtlandığı gibi, başlıca KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B yönelimli dört ayrı genişleme yönü vardır. Diğer taraftan Ege-Anadolu levhası içindeki genişleme, blok faylanma biçiminde sürmekte olup, o, kökensel bakımdan, Kuzey Anadolu Fayı'ndan çok, Ege hendeği boyunca diri yitimle ilgilidir. Yeni tektonik dönemi ıralayan levha içi genişleme rejimi günümüzde de sürmekte olup, bu dönemde gelişmiş olan görel düşey devinim miktarı 500-2000 m arasında, devinim hızı ortalama olarak İmm/yıl ile İmm/2.5 yıl arasında ve ortalama genişleme miktarı ise toplam %5-20 arasında değişmektedir.

Levha içi Yeni tektonik gelişim bir bütün olarak ele alındığında, riftleşmenin doğudan batıya doğru dereceli olarak geliştiği ve Kuzey Ege'de (Anadolu çukurluğu) en ileri evreye erişmiş olduğu söylenebilir.

SUMMARY : The intra-plate neotectonic development within Southwestern Turkey is characterized by three different but contemporaneous processes, which are continental deposition, intra-plate volcanism and block-faulting. These three different processes are also very typical of the rifting model suggested for the creation of a basin. On the other hand, one of the main stages in the evolution of young mountain ranges is the uplift and block-faulting. At the present, the internal part of Southwestern Turkey and the most part of Aegean Sea are under the effect of an active tensional tectonic regime. Here we have a question related to the origin of this active tensional tectonic regime. As is known, the evolution of the young mountain range in Eastern Mediterranean and its surroundings has not been completed yet. Because the Aegean-Anatolian plate moves towards west-southwest along the North Anatolian Fault while the African plate has been subducting north-northwestwards beneath the Aegean-Anatolian plate. For this reason, the southern and northern edges of the Aegean-Anatolian plate is under the effect of an active compressional tectonic regime.

According to some authors, the North Anatolian Fault bends south-south westwards near the North Aegean Sea, and this bending in the general trend of the fault requires an E-W oriented compressive stress, which creates a N-S directed extension within Western Anatolia. However, there are more than one extension directions such as NW-SE, NE-SW, N-S and E-W within Southwestern Turkey. Apart from this, Southwestern Turkey and the most part of the Aegean have been divided into numerous blocks bounded by the active dip-slip and oblique-slip normal faults. On the other hand, the distribution of earthquake epicenters is not linear, and is very complex in this region. The thickness of the crust is thin with respect to its surroundings, and the heat flow is high. The existence of an active intrusion such as in the Kozak region is also known. The above-mentioned criteria imply that a back-arc sea-floor spreading process might cause the tensional tectonic regime to forming within Southwestern Turkey. But the evidence for such a model is not adequate yet. Further, geophysical and field studies are necessary to tackle the problem and to provide further support for this model. In spite of this, the field studies indicate that the active tensional tectonic regime within Southwestern Turkey stems from the active subduction along the Aegean trench rather than the bending in the general trend of the North Anatolian Fault.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1977, Gediz ve yakın çevresinin jeolojisi ve yapısal özelliği : Hacettepe Univ., Yerbilimleri, 1, 1-6.
- Akbulut, A., 1977, Etude geologique d'une partie du Taurus Occidental au Sud d'Egridir (Turquie). These 3eme cycle, Univ. de Paris Sud, Centre d'Orsay, 203 p., yayımlanmamış.
- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications : PhD thesis, Socorro, New Mexico Institute of Mining and Technology, 189 p., yayımlanmamış.
- Altmer, D., 1981, Recherches stratigraphiques at mieropaleontologiques au NW de Pınarbaşı (Taurus Oriental, Turquie) : Univ. de Geneve, These, 450 p., yayımlanmamış.
- Ambraseys, N.N., 1970, Some characteristic features of the Anatolian Fault Zone : Tectonophysics, 9, 143-165.
- Ambraseys, N-N. ve Tchalenko, J.S., 1970, The Gediz (Turkey) earthquake of 1970 March 28 : Nature, 227, 592-595.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 73,1-9;
- Atalay, L., 1975, Tektonik hareketlerin Sultandağın jeomorfolojisine olan etkileri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 21-26.
- Ayday, C. ve Dumont, J.F., 1979, Antalya travertenlerinde görülen dizilmelerde elde edilen Landsat görüntüleri üzerinde yapılan gözlemler : Neotektonik ve hidrojeoloji arasında olabilecek bağıntıların tartışması : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 92, 131-134.
- Aytun, A., 1973, İsmetpaşa istasyonu civarında kripl ölçmeleri : Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem kuşağı simpozumu, Ankara, 114-121.
- Becker-Platen, J., Benda, L. ve Steffens, P., 1977, Litho-und biostratigraphische Deutung und radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiar der Türkei : Geol. Jb, B25,139-167.
- Berckhemer, H., 1977, Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Eagean region; Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (eds), Structural History of the Mediterranean basins de : Editions Teehnp, Paris, 303-314.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. ve Le Pichon, X., 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean sea : a plate tectonic model of the evolution of the Wesern alpine system; Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (eds), Structural History of the Mediterranean Basins de : Editions Teehnp, Paris, 143-164.
- Billings, M.P., 1972, Structural geology : Englewood Cliffs, New Jersey, Printice-Hall Inc., 606 p.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 86,14-35.
- Blumenthal, M.M., 1951, Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik incelemeler : Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayın, 5,194 s.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea : Bull. Vole. 36,473-496.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurids; Campbell, A.S., ed., Geology and History of Turkey : Pet. Expl. Soc. Libya, Tripoli, 225-255.
- Burri, C., Tatar, Y. ve Weibel, M., 1967, Zur kenntnis der Jungen vulkanite der halbinsel Bodrum : Schweiz, Min. Petr. Mitt. 47, 833-854.
- Caputo, M., Panza, G.F. ve Postpischl, D., 1970, Deep structure of the Mediterranean basins : J. Geophys. Res., 75, 4919-4923.
- Çuhadar, G., 1977, Akarçay havzası hidrojeolojik etüd raporu : Devlet Su işleri, Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısuları Dairesi, yayımlanmamış.

- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system : Bull. Geol. Soc Am-, 84,3137-3180.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and Surrounding regions : complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone : Bull. Geol. Soc Am., 90, 84-92.
- Dtirr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. ve Seidel, E., 1978, The median Aegean crystalline belt : Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism; Closs, H., Roeder, D- ve Schmidt, K. (eds), Alps, Appenines and Hellenides : Schweizerbartische, Stuttgart, 455-476.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamenderesi, İ.H. ve Letouzey, J., 1979, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 92, 7-17.
- Ercan, T., Dinçel, A. ve Günay, E. Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 185-198.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A. ve Günay, E., 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 21,97-106.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967, Türkiye ve civarının Deprem katoloğu : İ.T. Üniv. Maden Fakültesi Yayını, 169 s.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G- ve Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea : Tectonophysics, 31, T29-T34.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 7-26.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 117-126.
- Graciansky, P.C., 1968, Teke yanmadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki yeri : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 71, 73-92.
- Gutnic, M., Kelter, D. ve Monod, O., 1968, Decouverte du nappes de charriage dans le nord du Taurus occidental (Turquie meridionale) : C.R. Acad. Sci., 226, 988-991.
- Güldalı, N., 1981, Suğla ovasının karst hidrojeolojisi ve Suğla gölü sorunu : Jeomorfoloji Derg. 10, 33-58.
- tzdar, E., 1975, Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait ünitelerle karşılaştırılması : Ege Üniv. Müh. Bilimleri Fak. Yayını 8, 59 s.
- Karamenderesi, İ.H. ve Yılmaz, S., 1982, Gediz vadisinde genç tektonik olaylar ve buna bağlı jeotermal enerji olanakları : Türkiye Jeol. Kurultayı Bildiri özetleri, 66.
- Kaya, O., 1979, Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 35-58.
- Keller, J-, Jung, D., Burgath, K. ve Wolff, F., 1977, Geologie und petrologie des neogenen kalkalkali-vulkanismus von Konya (Erenler Dağ-Alaca Dağ, Zentral Anatolien) : Geologisches Jahrbuch, 25, 37-117.
- Keller, J. ve Villiari, L., 1972, Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon : Bull. Vole., 36,342-358.
- Ketin, İ., 1968, Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 71,129-134.
- Kocaefe, S. ve Ataman, G-, 1976, Anadolu'da sismo-tektonik olayları-I : Antalya-Fethiye-Denizli üçgeni içinde yeralan bölgenin incelemesi : Hacettepe Üniv., Yer-bilimleri, 2, 55-70.
- Koçyiğit, A., 1976, Karaman-Ermenek (KONYA) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 103-115.
- Koçyiğit, A., 1978, Sarıkaya-Üçbaş (Karaman) yöresinin jeolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21, 77-86.
- Koçyiğit, A., 1979, Çördük olistostromları : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 22, 59-68.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran gölü yöresinin (Afyon-İsparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri : Doç. Tezi, Ankara Üniv., Fen Fak., 172 s., yayımlanmamış.
- Koçyiğit, A., 1982, İsparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi : Türkiye Jeol. Kur- Bült., 24, 15-23.
- Koçyiğit, A., 1983, Hoyran Gölü (İsparta Büklümü) dolayının tektoniği : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 1-10.
- Lahn, E., 1948, Denizli-Sarayköy-Buldan bölgesinin deprem faaliyeti hakkında not : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 1, 2, 39-45.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area : Tectonophysics 60, 1-42.
- Le Pichon, X., Francheteau, J. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics : Developments in geotectonics : Elsevier, Amsterdam, 300 p.
- Makris, J., 1973, Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides : Bull. Geol. Soc Greece, X, 206-213.
- Makris, J., 1977, Geophysical investigations of the Hellenides : Hamburger Geophysikalische Einzelschritte, 34, 124 p.
- Me Kenzie, D.P., 1970, Plate tectonics of the Mediterranean region : Nature, 226, 239-243.
- Me Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region : Geophys. J.R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- Me Kenzie, D.P., 1977, Can plate tectonics describe continental deformation?; Biju-Duval, B ve Montadert, L. (eds), Structural History of the Mediterranean basin de : Editions Technip, Paris, 189-196.
- McKenzie, DP., 1978, Active tectonics of the Alpide-Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions (Tectonics of Aegean region) : Geophys. J.R- Astr. Soc, 55, 217-254.
- Mercier, J., 1977, L'arc egeen, une bordure deformee de la plaque eurasiatique. Reflexions sur un exemple d'etude neotectonique : Bull. Soc. geol. Fr., (7), XIX, 663-672.
- Monod, O., 1977, Recherches geologiques dans le Taurus Occidental an sud de Beyşehir (Turquie) : These d'etat., Univ. de Paris Sud, Orsay. 442 p., yayımlanmamış.
- Morelli, C., 1978, Eastern Mediterranean, geophysical results and implications : Tectonophysics 46, 333-346.

- Morelli, C., Pisoni, M. ve Gantar, G., 1975, Geophysical studies in the Aegean Sea and Eastern Mediterranean : Bull. Geof. Teor. Appl., 17,127-168.
- Necioğlu, A., Maddison, B. ve Türkelli, N., 1981, A study of crustal and upper mantle structure of Northwestern Turkey : Geophysical Research Letters, 8, 33-35.
- Nicholls, LA., 1971, Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece : J. Petrol., 12, 67-119.
- Ozansoy, F., 1969, Ege fosil omurgalı faunaları ve Hipparionlu faunaların dikey yayılımı : Maden Tetkik ve Arama Enst. Der., 72, 204-208.
- Öztürk, A., 1982, Tectonics of Dinar-Sandıklı-Işıklı Region: Communications of Faculty of Science, Univ. of Ankara, C1, 25, 1-58-
- öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1976, Selimiye-Beşparmak bölgesi metamorfitlelerinin tektoniği : TB TAK, TBAG-137, 31 s., Yayınlanmamış.
- Papazachos, B.C. ve Comninakis, P.E., 1977, Modes of Lithospheric interaction in the Aegean area; Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (eds.), Structural History of the Mediterranean basins de : Editions Technip, Paris, 319-332.
- Payo, G., 1969, Crustal structure of the Mediterranean Sea. Part II. phase velocity and travel times : Bull. Seismol. Soc. Am., 59, 23-42
- Pe, G-G. ve Piper, D.J.W., 1972, Volcan at subduction zones : The Aegean area : Bull. Geol. Soc. Greece, IX, 133-144.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie) : These d'état., Univ. de Paris-Sud Orsay, 795 p.
- Ritsema, A.R., 1973, Fault plane mechanisms of Balkan earthquakes : Proceedings of the seminar of the seismotectonic map of the Balkan Region, Skopje, 229-238.
- Ritsema, A.R., 1974, The earthquake mechanisms of Balkan region : R- Netherl. Meteorol. Inst., Sci, Rep., 74, 1-36.
- Savaşçın, Y., 1978, Foça-Urta Neojen volkanitlerinin mineralojik jeokimyasal incelemesi ve kökensel yorumu : Doç. Tezi, Ege Univ., Yerbilimleri Fak., 65 s., Yayınlanmamış.
- Schleicher, H. ve Schwarz, G., 1977, Zur Geologie und petrographie des Karadağ, Zentral Anatolien : Geol. Jb., B25, 119-138.
- Seymen, I., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği : Doktora tezi, İ.T. Univ., Maden Fak. Yayım, 192 s.
- Sleep, N. ve Toksöz, N., 1971, Evolution of the marginal basins : Nature, 233, 548-550.
- Smith, A.G. ve Moores, E.M., 1974, Hellenides : Mesozoic-Senozoic orogenic belts : Scottish Aca. Press, Edinburgh, 159-186.
- Şengör, A.M-C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları : Türkiye Jeol. Kur. Konferans dizisi, 40 s.
- Şengör, A.M-C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach : Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tapponnier, P., 1977, Evolution tectonique de System Alpin en Mediterranee : Poinconnement et ecrasement rigide-plastique : Bull. Soc. geol. Fr., 19, 437-460.
- Tatar, Y., 1978, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler : Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri 4, 1-2, 201-236.
- Tekkaya, I., 1976, İnsanlara ait fosil ayak izleri : Türkiye Jeol. Kur. Yeryuvarı ve İnsan, 1,8-10.
- Tetay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay zonunun Gerede İle İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler : Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Ankara, 12-29.
- Tokay, M. ve Doyuran, V., 1979, Gediz ve dolaylarının sismotektonik özellikleri : Türkiye. Teol. Kur. Bült., 22, 20921u.
- loksöz, N., 1975, Subduction of the Lithosphere : Scientific American : 233. 89-101.
- Uysal ?, Dumont, J.F. ve Poisson, A., 1980, Batı Toros platformları : Maden Tetkik ve Arama Enst., 80/4-13, 227 s yayımlanmamış.
- Ünalü, G. ve Yüksel, V., 1978, Eski bir graben örneği : Haymana-Polatlı havzası : Türkiye Jeol. Kur Bült., 21, 165-169.
- Yılmaz, S., 1982, Kozak (İzmir-Bergama) çevresinde sıcak gerdanlık : Türkiye Jeol. Kur. Yeryuvarı, ve İnsan, 7, 2-3.
- Zeschke, G., 1954, Simav grabeni ve taşları : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 1, 2,179-19f.

Yazının Geliş Tarihi : 2.31984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 6.61984

Yayıma Verildiği Tarih : 6.61984

Düzpınar (Manisa) Miyosenomurgalı faunası hipparionlarında odontolojik değişimler

Odontological variations of the Hipparion in the Miocene vertebrate fauna in Düzpınar (Manisa)

FERİHAL ARSLAN, Ege Üniversitesi Doğa Tarihi Enstitüsü, İzmir.

ÖZ : Bu çalışmada Eski Develiköy-Düzpınar biyozonu Hipparion dişlerinin ayrıntılı odontolojisi işlenmiş, stratigrafik bulgular ile ortam verileri değerlendirilmiştir.

Sonuç olarak Düzpınar hipparionlarının arkaik Kuzey Amerika hipparionlarını anımsatan odontolojik nitelikler oldukları saptanmış ve biyozon yaşının en genç Valesiyen başı olması olasılığı benimsenmiştir.

ABSTRACT : In this research, the odontology of Hipparion teeth of Eski Develiköy-Düzpınar biozone are investigated and stratigraphic results and environmental data are interpreted.

As a result of this study, it has been confirmed that the Hipparion of Düzpınar kept their odontologic character which appeared to resemble to those of the archaic North American Hipparion. For the age of biozone, the possibility of earliest Valesian is preferred.

GİRİŞ

Bu çalışmada Düzpınar omurgalı biyozonundan elde edilen Hipparion dişlerinin odontolojik incelemesi yapılmış, elde edilen bulguların ışığında biyostratigrafik ve paleoekolojik değerlendirilmelere gidilmiştir. İncelenen biyozon Manisa il merkezinin kuzeydoğusunda (22 km.), Saruhanlı İlçe merkezinin güneydoğusunda (12 km.), Develi köyü ile Develi köyü orenleri (Eski Develi) arasında yer alır (Şekil 1).

Bölgede ilk paleontoloji araştırmaları 1960'da Türk bilimcileri tarafından yapılmıştır. Ozansoy (1960), Batı Anadolu Senozoyik dizilerinin gelişimlerini, birbirini izleyen temel faunaları göz önüne alarak en az Burdigaliyen'den Eosen'e kadar, tamamen karasal bir rejim altında geliştiğini belirtir. Yazar aynı biyozonda yaptığı araştırmalar sırasında, aşağıdaki faunanın varlığını saptamış ve faunasal Dipoides zonu adını vermiştir : Mustela sp., Lycyaena sp., Dipoides anaticus Ozansoy, Hipparion mattheni Abel, Tragocepus sp., Palaeoryx sp., Gazella gaudryi Schlosser, Gazella deperdita Gervais. Ozansoy'a göre Düzpınar omurgalı biyozonu Pliyosen başı yaşadadır.

Yalçınlar (1963), Develiköy (Karayagcılar) sirtlarında, çeşitli omurgalı fosilleri içeren, gri renkli kumtaşı ve marn kummanlarından söz etmektedir. Fosillerin Pliyosen başına ait olabileceğini belirtir.

STRATİGRAFİ

Çalışma alanındaki kaya istifinin stratigrafik konusunda temeli, Prekambriyen-Paleozoyik (?) yaşlı, Mendere Masifi'ne ait metamorfik kayalar oluşturur. Temel üzerine uyumsuzlukla başlayan Neojen taban çakılları

ve ayrıntısının Şekil 2 de görüldüğü marnlı, killi, kumtaşı ve kireçtaşı çökeller gelmektedir. Konumuz olan Hipparion dişleri, kahverengimsi, zayıf pekleşmiş kil ve kumtaşları içinden alınmıştır.

SİSTEMATİK

Sınıf	: Mammalia Linnaeus 1758
Takım	: Perissodactyla Owen 1848
Alt takım	: Hippomorpha Wood 1937
Üst aile	: Equoidea Hay 1902
Aile	: Equidae Gray 1821
Alt aile	: Equinae Steinmann ve Doderlein 1890
Cins	: Hipparion de Christol 1832

Hipparion sp.

İncelenen materyal : 15 izole süreli Hipparion dişlerinden oluşmuş olup, 6'sı üst çene, 9'u alt çeneye aittir.

AVIRTMAN TANIM

Üst dişler : Tümü küçük yapıdadır. Aşınmış olan dişlerin seman tabakaları incedir. Protokonlar, sütünsel serbest gelişim göstermektedir. Oklusal normadan görünümüne eliptik-yuvarlağımsıdır.

P¹. (Levha I. Şekil 1). Parakon, metakon ve hipokon belirgin gelişkenlik göstermektedir. Hipokonal sinüs belirgindir. Prefoset ve postfosetler ayrı olup, foset plikasyonları fazladır. Kaballın plisi tektir. Mezostil, parastil ve metastile göre daha gelişkindir.

P²⁻⁴. (Levha I. Şekil 16, 17, 18, 19). Odontogram yöntemine göre, birer santimetre aralıkla emne kesitleri alınan bir P³⁻⁴ ün kesitleri incelendiğinde, III. ve IV. kesitlerde protokonun yuvarlaklaştığı görülmektedir. Hipokonal sinüsler I. ve II. kesitlerde belirgin, III ve IV. kesitlerde ise be-



Şekil 1. Yer bulduru haritası
Figure 1. Location map.

İrilsizdir. Prefoset ve postfosetin gelişimleri ayrı olup, çıkma sayıları fazladır. Fosetlerdeki mide kıvrımlanmasının en şiddetli evresi III. kesitle gözlenmektedir. Kaballiplisi tektir. Mezostil en gelişmiş stildir.

M_{1-2} . (Levha I, Şekil 4, 5, 6). Parakon, metakon ve hipokona göre daha gelişkindir. Prefoset ve postfoset alanları birbirleri ile bağımlı değildir. Fosetlerin plikasyonları fazladır. Kaballiplisi tektir. Mezostil, parastile göre daha gelişkin olup, dişli ortalamaktadır (Çizelge 1).

	uz.	ge.	taç yük.	pas-mss uz.	mss-mets uz.	hip. ind.
P_1	27.8	21.0	28.9	14.4	9.5	103.9
P_{3-4}	19.9	21.5	25.4	9.9	8.9	127.6
P_{3-4}	22.5	22.6	14.8	12.2	7.9	65.1
M_{1-2}	26.2	20.2	19.5	11.8	12.1	74.4
M_{1-2}	18.7	20.2	49.5	6.2	6.2	265.0
M_{1-2}	20.5	21.5	52.8	10.8	9.4	257.0
P_3	26.2	13.7	15.4			58.1
P_2	25.0	12.8	12.3			49.2
P_{3-4}	25.0	15.0	23.0			94.0
P_{3-4}	27.5	12.6	17.2			62.5
P_{3-4}	23.5	13.4	43.1			184.1
M_{1-2}	12.7	26.2	14.9			56.6
M_{1-2}	18.6	11.5	9.8			52.6
M_{1-2}	27.0	13.8	11.0			40.5
M_1	22.3	12.3	54.1			242.6

Çizelge 1. Hipparion sp.'ye ait biyometrik değerler.
Table 1. Biometric values of Hipparion sp.

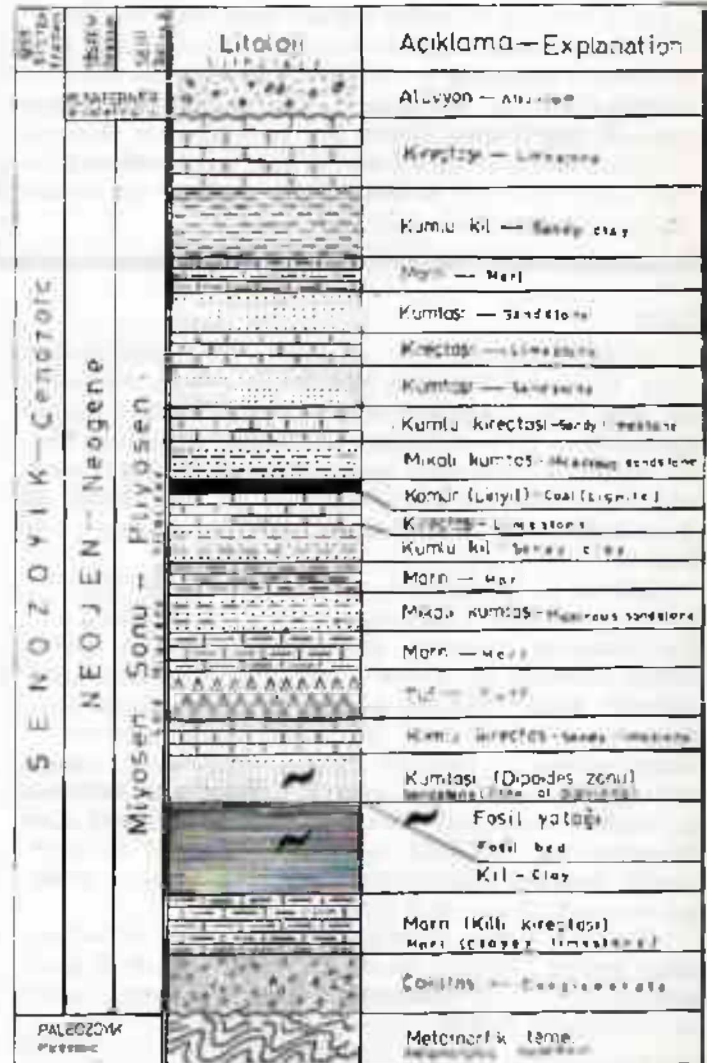
Ölçümler mm. olarak alınmıştır (The measurements are in mm). uz : uzunluk (length), ge : genişlik (width), taç yük : taç yüksekliği (height of crown), pas-mss-uz : parastil mezostil uzunluğu (length of parastyl mesostyl), mss-mets uz : mezostil metastil uzunluğu (length of mesostyl metastyl), hip. ind. : hipsodonti indisi (index of hypsodonty).

Alt dişler Tüm alt dişlerin de küçük bir bireye ait olmaları olasıdır. Dişler aşınmış, saman tabakaları incedir. Diş köklerinin gelişkenliği dikkat çekicidir.

P_1 . (Levha I, Şekil 7, 8). Protokonid ve hipokonid eş büyüklüktedir. Metakonid ve metastilid yuvarlağımsıdır. Bukal çöküntü derin sayılmaz.

P_{3-4} . (Levha I, Şekil 9, 10, 11). Protokonid, hipokonid eş büyüklüktedir. Metakonid ve metastilid alanları yuvarlağımsıdır. Bukal çöküntü derindedir. Metafleksid alan dardır. Ektostilid ve protostilid gözlenmez.

M_{1-2} . (Levha I, Şekil 12, 13, 14). Protokonid alan genişmiştir. Metakonid, metastilidten daha büyüktür. Bukal çöküntü derindedir. Ektostilid görülmektedir.



Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 2. Generalized stratigraphic section of the studied area.

M₁ (Levha I, Şekil 15). Metakonid, metastilidten daha geniştir. Bukal çöküntü çok derindir. Metafleksid alan darıdır. Metakonidte plilenme görülmektedir. Protostilid

BENZERLİK VE AYRICALIKLAR

Tanımları yapılan örneklerin odontolojik ve biyometrik özellikleri göz önüne alındığında; Düzpınar *Hipparion* üst premolarları serbest gelişimli dolayısıyla sütünsal görünümündedirler. Protolof ile bağlantı göstermemektedir.

Hipparion periafricanum'un hiç aşınmamış dişlerinde bu protokon, protolof ile bağlantılıdır (Sondaar, 1971).

Hipparion ankyranum Ozansoy, Ankara-Orta Sınap (Ozansoy, 1965), *Hipparion mediterraneum* Hansel (Forsten, 1968) ve *Hipparion gracile* Christol'da protokon, premolar molarlerde serbest gelişim göstermekte, bağlantısızdır. Bu bakımdan aralarında bir benzerlik varsada, protokon'un genel yapısı farklılık gösterir. *Hipparion mediterraneum* ve *Hipparion matthewi*'de protokon yuvarlak veya eliptik (Sondaar, 1971), halbuki *ankyranum*'da ön-arka doğrultuda eğri olmay şeklindedir.

Tüm Düzpınar *Hipparion* üst yanak dişlerinde fosetle mine plilenmesi ileri düzeydedir. *Hipparion matthewi*'de fosetlerin plilenmesi fazladır. Sondaar (1961)'e göre, Karamanlı üzerinden Garkın'a kadar kıvrımlanma şiddetinde bir artış görülmektedir. Ancak Kırıkkale bulgularında ise (Tekin ve diğ. 1972) tekrar mine kıvrımlanmasında azalma gözlemlenmiştir.

Altı premolar dişlerde ektostilid ve protostilid oluşukları rastlanılmamıştır. *Hipparion mediterraneum*'da nadiren bu oluşuklar gözlenebilmektedir. Ancak *Hipparion matthewi* türünde, premolarlerde, protostilid ve ektostilid görülebilir (Forsten, 1968).

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

İncelenen *Hipparion* dişlerinin protokonları serbest gelişimli (izole) olup, protolof ile bağlantı göstermemektedir. *Matthewi*'ye (1926 : Sondaar, 1968'den) göre, serbest protokon primitif bir karakteri yansıtmaktadır. (Stirton, 1942) da aynı özelliğin korunmasını, bütün hipparionlarda olduğu gibi gelişimin korunması biçiminde kabul etmiştir. Bu özellikten Düzpınar hipparionlarında genisel olarak bulunması biyozonun bağlantılı protokonlara sahip *Hipparion*'lu biyozonumuzdan daha eski olduğunu düşündürmektedir. Çarşamba-Gölpınar hipparionlarının tümünde protokonun metakonidle bağlı olması (Kaya, 1972) ya göre ilkel olma özelliğini göstermektedir.

Araştırmada ele alınan dişlerin hipsodonti niteliği zayıftır. Stirton'a (1942) göre, hipsodontinin gelişmesi *Hipparion* cinsinde soygelişimin ileri aşamalarının bir belirticidir. Bu ilkeyi Düzpınar hipparionlarına uygularsak, bunların bir evrim derecesine ulaştıkları söylenebilir.

İncelenen dişlerin tüm prefoset ve postfosetlerinde plilenme ileri düzeydedir. Sondaar'a (1961) göre, bu özellik hipsodontinin düşük olduğu durumlarda görülmekte olup, bu zamanda tür belirteci olarak kullanılmaktadır. Bu sonuçlara göre, Düzpınar *Hipparion* dişlerinin düşük hipsodonti niteliği doğrulanmaktadır.

Mine kıvrımlarının artmasıyla, alt dişlerde ektostilid ve protostilid oluşuklarının oluşması arasında bir gelişim paralellliği söz konusudur (Forsten, 1968). İncelenen alt molarlerde genellikle protostilid saptanmıştır.

Ele alınan dişlerde kök gelişiminin ileri ölçüde olduğu gözlenmiştir. Köklerin bu gelişimselliği, Düzpınar *Hipparion* dişlerinin, brakyodont-hipsodont geçiş aralığında olabileceği izlenimini vermektedir.

Açık fosetlerin bolluğu Gromova (1952)'ya göre, hipparionlarda primitif özelliği simgeler. *Hipparion primigenus*'ta olduğu gibi Düzpınar *Hipparion* dişlerinde açık fosetlerin bolluğu dikkat çekicidir.

Tüm incelenen dişlerde seman tabakası genellikle incedir. Simpson'a (1951) göre, soygelişiminde ilkel *Hipparion* cinsleri yaşamlarını orman biyotoplarında sürdürmüş olup, beslenme koşullarına uyum gösteren dişlerin seman tabakası incedir. Düzpınar *Hipparion* dişlerinin evrimsellik evresinde, öncü tipleri hatırlattığı düşünülebilir.

Üst premolar ve molarlerin biyometrik sonuçları incelendiğinde, mezostilin dişin ortasında veya ortaya yakın konumda olduğu gözlenir. Bu özellik *Hipparion matthewi* türüne özgüdür. (Matthew, 1926 : Sondaar 1968 den). İncelemelerimizde ortaya çıkan arkaik niteliklerin ışığında, örneklerimizin yeni bir türü temsil olasılığı vardır. Bu tür, olasılıkla, *Hipparion matthewi*'nin yeni bir varyetesi olarak düşünülebilir (Ozansoy, 1980 sözlü görüşme).

Düzpınar bölgesi için, eldeki biostratigrafik veriler, paleocoğrafyayı kesin bir biçimde tasarılamaya şimdilik olanak vermemektedir. Araştırma alanımızın litofasiyesi gözlemlendiğinde, kalkanlarımızda yeşilimsi ve gri renk tonlarının egemen oluşu, fluvial-ilmnik çökelim karakterini simgelemektedir. Bu varsayıma göre araştırma alanımızın yağışlı iklimin etkisinde kalması gerekmektedir. Bol yağışların bitki örtüsünü olumlu yönde etkilediği bilinmektedir. Bitki örtüsünün zenginleşmesi ile orman florasının artması arasında yakın bir bağ vardır. Bu orman florasını, Miyosen'de Batı Anadolu'da varsayılan dağ arası çöküntü alanlarında oluşan -göller-in kenarlarında düşünebiliriz. Ayrıca biyozondaki *Hipparion* cinsine ait dişlerin odontolojik niteliklerine bakıldığında, özellikle dişlerin seman tabakasının çok ince oluşu, beslenmenin bir orman biyotobunda olabileceğini göstermektedir. Göl kenarı ormanlarının faunasının habitatını oluşturması kuvvetle olasıdır.

Düzpınar biyozonu *Hipparion* dişleri, arkaik karakterleriyle Kuzey Amerika *Hipparion* temsilcilerinin ön migra-törlerini anımsatmaktadır. Bu varsayıma göre, incelenen biyozon, Valesiyen Baş *Hipparion* biyozonundan daha yaşlı olarak incelenebilir.

KATKI BELİRTME

Bu yazı, Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Doğa Tarihi Enstitüsü'nde yapılan yüksek lisans tezi temel alınarak hazırlanmıştır. Tez yöneticisi Sayın Prof. Dr. Fikret Ozansoy'a, yazımın paleontolojik kurallar çerçevesinde düzeltilmesini sağlayan Sayın Prof. Dr. Erol Akyol'a içten teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarında ve bilimsel tartışmalarda yardımlarını gördüğüm Tanju Kaya ve Vahdet Tuna'ya, teknik ressam Zeynep İlhan'a da teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Forsten. A.M., 1968, Revision of the Palearctic Hipparion
Acta Zool. Fennica, 119, 134 s.
- Gromova. V., 1952, Le genre Hipparion : Trav. Inst. Paleont. Acad. Sci. URSS, 36, 473 s. Trad.: P. de Saint-Aubin, Ann. Centre Et. Doc. Paleont.
- Matthew, W.D., 1926, The evolution of the horse. A record and its interpretation: Quart. Rev. Biol., 1 (2), 139-185.
- Ozansoy, F., 1960, Ege bölgesi karasal Senozoik stratigrafisi (Balıkesir güneyi, Soma-Bergama, Akhisar-Manisa ve kısmen Tire): Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 55, 1 - 27.
- Ozansoy, F., 1965, Etude des gisements continentaux et des mammiferes du Cenozoique de Turquie: Mem. Soc. Geol. France, 44, 1, 1-92.
- Ozansoy, F., 1969, Ege fosil omurgalı faunaları ve Hipparion'lu faunaların dikey yayılımı: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 72, 189-193.
- Simpson, G.G., 1951, Horses. The story of the horse family in the modern world and through sixty million years of history: Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., New York, 247 s.
- Stirton, R.A., 1942. Comments on the origin and general status of equus: Jour. of Pal., 16/5, 627-637.
- Sondaar, P. Y., 1961, Les Hipparion de l'Aragon meridional Estudios Geol., 17, 209-305.
- Sondaar. P.Y., 1968. A peculiar Hipparion dentition from the Pliocene of Saloniki (Greece): Kont. Ned. Akad. Wet., B 71, 51-56
- Sondaar. P.Y., 1971, The Samos Hipparion I, II: Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., B 74, 417-441.
- Kaya, T., 1982, Gülpınar (Çanakkale) Hipparion'larının odontolojik özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 25, 2, 127-133.
- Tekkaya, I., Şen, Ş. ve Atalay, Z., 1972, Kınık memel faunası hakkında bir inceleme: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 78, 58-68.
- Yalçınlar, I., 1963, Manisa bölgesinin omurgalı Neojen faunası yatakları ve aşağı Gediz vadisinin menşei hakkında: İst. Univ. Coğ. Enst. Derg., 3, 197-204.

Yazının geliş tarihi : 18.6.1983

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 28.1.1984

Yayına verildiği tarih : 15.2.1984

LEVHA I

Hipparion sp.

- Şekil 1. Sol P²
- Şekil 2. Sağ P³⁻⁴
- Şekil 3. Sol P³⁻⁴
- Şekil 4. Sol M¹⁻²
- Şekil 5. Sağ M¹⁻²
- Şekil 6. Sağ M¹⁻²
- Şekil 7. Sağ P₁
- Şekil 8. Sol P₁
- Şekil 9. Sol P₁₋₄
- Şekil 10. Sağ P₁₋₄
- Şekil 11. Sağ P₃₋₄
- Şekil 12. Sol M₁₋₂
- Şekil 13. Sol M₁₋₂
- Şekil 14. Sağ M₁₋₂
- Şekil 15. Sol M₁
- Şekil 16. Sol P³⁻⁴, I. kesit
- Şekil 17. Sol P³⁻⁴, II. kesit
- Şekil 18. Sol P³⁻⁴, III. kesit
- Şekil 19. Sol P³⁻⁴, IV. kesit
- Şekiller doğal büyüklükte

PLATE I

Hipparion sp.

- Figure 1 Left P²
- Figure 2 Right P³⁻⁴
- Figure 3. Left P³⁻⁴
- Figure 4. Left M¹⁻²
- Figure 5. Right M¹⁻²
- Figure 6. Right M¹⁻²
- Figure 7 Right P₁
- Figure 8. Left P₁
- Figure 9. Left P₁₋₄
- Figure 10. Right P₁₋₄
- Figure 11. Right P₃₋₄
- Figure 12. Left M₁₋₂
- Figure 13. Left M₁₋₂
- Figure 14. Right M₁₋₂
- Figure 15. Left M₁
- Figure 16. Left P³⁻⁴, I section
- Figure 17. Left P³⁻⁴, II section
- Figure 18. Left P³⁻⁴, III section
- Figure 19. Left P³⁻⁴, IV. section
- All figures natural sizes



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17



18



19

Edremit - Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer Stratigrafisi magmatik kayaların petrolojisi ve kökensei yorumu

The origin and the petrology of the magmatic rocks and Tertiary stratigraphy of the Edremit-Korucu (Balıkesir) Region.

TUNCAY ERCAN, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Dairesi, Ankara.
ERDOĞDU GÜNAY, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ege Bölge Müdürlüğü, İzmir.
AHMET TÜRKECAN, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Dairesi, Ankara.

ÖZ : Batı Anadolu'da, Balıkesir iline bağlı Edremit ve Korucu ilçe merkezleri arasındaki alanda yüzeiyen Tersiyer yaşlı çökel ve magmatik kayalarda yapılan stratigrafik araştırma sonuçları verilmiş ve volkanik kayaların kökensei yorumları yapılmıştır. Temel kaya birimleri üzerinde yer alan olası Paleosen-Eosen yaşlı Bağburun formasyonu volkanitleri ile başlayan Tersiyer, Eybek ve Kozak plütonları ile süregelmekte, daha sonra Üst Oligosen - Alt Miyosen yaşlı Hallaçlar formasyonu volkanikleri ile Alt Miyosen yaşlı Dede tepe formasyonu volkanikleri izlenmektedir. Orta Miyosen yaşlı Ballica formasyonu; Orta Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Soma formasyonu çökelleri ve olası Alt Pliyosen yaşlı Rahmanlar aglomerası ile karasal ortam ürünü istif tamamlanmaktadır. Bölgesel jeotektonik evrim ve petrokimyasal özellikleri göz önüne alındığında; Bağburun formasyonu volkaniklerinin bir yitim zonu ürünü olup yay volkanitleri grubuna, daha genç olan Hallaçlar ve Dedetepe formasyonları volkaniklerinin ise kıta kabuğu anateksisi ile oluşmuş kıta içi volkanikleri grubuna ait oldukları ve her 3 evrenin de kalkalkalen özellikler taşıdıkları belirginleşmektedir.

ABSTRACT : Results of the stratigraphic investigations on the magmatic and sedimentary rocks cropping out between Edremit and Korucu (Balıkesir) in Western Turkey have been presented and the origin of volcanic rocks of the region have been discussed. The oldest volcanic sequence of the area is represented by the Bağburun formation which is probably of Paleocene-Eocene age. Magmatic activity continues with the Eybek and Kozak plutons which are covered by the Hallaçlar volcanics of Upper Oligocene-Lower Miocene age and with the Dedetepe formation (Lower Miocene). This is in turn succeeded by the Ballica formation (Middle Miocene), and Soma formation (Middle Miocene-Lower Pliocene). The continental Neogene sequence ends with the Rahmanlar agglomerate of possible Lower Pliocene age. From the point of view of regional geotectonic evolution and petrochemical properties, the Bağburun formation is derived from a subduction zone and may be assumed as an arc volcanism. The younger volcanics which are represented by the Hallaçlar and Dedetepe formations have been derived from the anatexis of the continental crust and they may be grouped as intracratonic volcanics. All these three volcanic phases show calc-alkaline characteristics.

GİRİŞ

İnceleme bölgesi, Batı Anadolu'da Balıkesir il sınırları içinde Edremit ilçesi ve daha doğudaki Korucu bucak merkezi arasında yer almakta olup yaklaşık 1200 km² büyüklüktedir (Şekil 1).

Çalışma alanındaki eski incelemeler oldukça uzun yıllardan beri süregelmektedir. Ayrıntılı jeolojik çalışmalar Aşaner (1965) ile başlamış olup, araştırıcı stratigrafik çalışmalarının yanısıra ilk kez magmatik kayaların petrolojik incelemeleri de yapılmıştır. Bürküt (1966), Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların karşılaştırmalı jenetik etüdünü yapmıştır. İzdar (1968), Kozak intrüfif masifinin ve çevresindeki volkanik kayaların petrolojisini ve kökensei ilişkilerini incelemiştir. Öngür (1972), Dikili-Bergama çevresinde volkanolojik incelemeler yapmış, jeofizik ve jeokronolojik

çalışmalar sonucunda bölgenin jeotermal açıdan zengin olanağlara sahip olduğunu belirtmiştir. Benda ve diğeri. (1974), inceleme alanı ve yakın çevresinde Tersiyer yaşlı gösel çökellerde spor ve polen araştırması yaparak yaşlarını saptamış, ve bu çökellerle aralanmalı olan eşyaşı volkanik tüflerde de radyometrik yaş belirlemeleri yaparak karşılaştırmışlardır. Ataman (1975), Kozak plütonunda petrolojik incelemeler ve radyometrik yaş belirlemeleri yapmıştır. Bürküt (1975), Kuzeybatı Anadolu'daki plütonlarda petrolojik incelemeler yaparak, içlerindeki iz elementlerin dağılımının homojen olduğunu ve tüm plütonların eş kökenli olabileceğini belirtmiştir. Krushensky (1976), inceleme alanındaki volkanik ve plütonik kayalarda petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar yaparak bunların olasılıkla yiten bir okyanus kabuğunun kısmi ergimesi ile oluştuğunu belirtmiştir.

Akyürek ve Soysal (1978), inceleme alanındaki tüm kaya birimlerinde ayrıntılı stratigrafik çalışmalar yapmışlar, bu araştırmacıların Tersiyer çökellerinde kullandıkları formasyon adlamaları, bu araştırmada da kabullenilerek kullanılmıştır. Ayan (1979) inceleme alanında yer alan Kozak ve Eybek plütonlarının hornblendli granodiyoritik karakterli olduklarını belirtmiştir.

Bingöl ve diğerleri (1982), Batı Anadolu'daki granitik plütonların tümünde petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar yapmışlardır. Ercan (1981-a) Batı Anadolu'daki tüm Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda petrolojik incelemeler yapmış ve inceleme alanındaki volkanitleri, sabbakalin nitelikte olup, Taylor sınıflamalarında andezit ve dasit türde olduklarını belirtmiştir.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında temeli oluşturan Tersiyer öncesi Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalar araştırmanın kapsamı dışında bırakılarak ayrıntıya gidilmemiştir.

Çalışma alanındaki Tersiyer yaşlı kaya birimleri ayrıntılı olarak incelenmiştir. İlk kez, andezik-dasitik türde bir volkanizma etkin olmuştur. Yer yer bozuşmuş, ayrılmış lavlar, tüfler ve aglomeralar izlenmektedir. Krushensky (1976) tarafından «Bağburun formasyonu» olarak adlandırılan bu volkanik kayaların yaşı kesin belli olmayıp Üst Kretase-Eosen arasındadır ve aynı adlama bu araştırmada da kabullenilerek kullanılmıştır. Olasılıkla, Armutlu yarımadasında başlayıp doğu-batı yönde Trakya'ya doğru uzanan Üst Kretase-Eosen yaşlı ve eski bir yitim zönünden türeyen bir yay volkanik kuşağına aittir (Ercan/1979). Çok fazla altere olduğundan zaman zaman inceleme alanındaki diğer kaya birimlerinden güçlükle ayırtılmaktadır. Yaklaşık 200 m. kalınlıktadır.

İnceleme alanında daha sonra plütonizma etkin olmuş ve Eybek ve Kozak plütonik masifleri yerleşmişlerdir. Her iki masifte gerek kimyasal, gerek mineralojik, konum ve yaş açısından büyük benzerlik göstermektedirler.

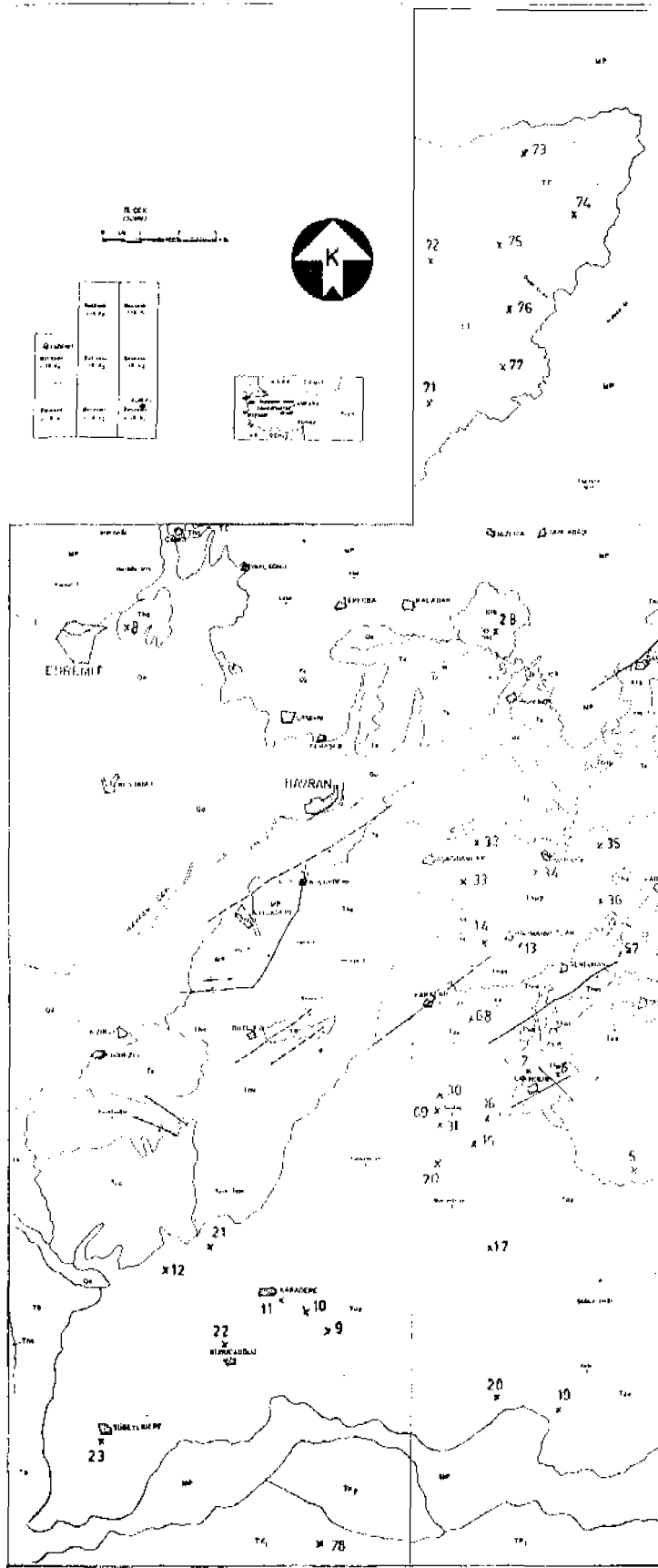
Eybek plütonik masifinin doğu ucu, inceleme alanında $\hat{1}$ 18 d2 paftasında yüzlek vermektedir. Açık gri ve gri renkte olup genellikle homojendir ve ismini çalışma alanı dışındaki Eybek dağından almıştır. Eybek masifi esas olarak granodiyoritik türde olup yer yer pegmatik dayakları ile kesilmiştir. Bazı bölgelerde yer yer de hornblendli granit ve kuvars-monzonit türdedir. Plütonun oransal yaşı, arazi verileri ile Üst Jura sonudur. Üst Jura yaşlı Kocçal tepesi kireçtaşlarını kesmiş ve kontakt metamorfizmaya uğratmıştır. Pek çok araştırmacı da plütonda K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yapmışlardır. Bürküt (1966) $35,9 \pm 2$ milyon yıllık bir değer elde etmiştir. Krushensky (1976), biyotitlerde $23,6 \pm 0,6$ milyon yıl, hornblendlerde ise $24,2 \pm 0,9$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiş, plütonu kesen pegmatit dayaklarında ise $22,9 \pm 0,6$ milyon yıllık bir değer bulmuştur. Ayan (1979), biyotit ve ortoklas mineralleri ile iki adet tüm kayaç örneği üzerinde $23,9 \pm 1,2$; $30,5 \pm 2,2$ ve $331 \pm 1,5$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir. Araştırmacı ayrıca, örnekler için çizdiği izokron doğrusunda, kayaeta bir miktar radyojen Argon fazlalığının, granitik magma'nın eski çevre kayaları asimile etmesinden meydana geldiğini ve batolitin hibrit kökenli olduğunu belirtmiştir. Tüm bu araştırmalar göz önüne alındığında Eybek plütununun yaş yerleşme yaşının Üst Oligosen olduğu, olası olarak belirlenmektedir. Plütonun çevresinde çok sayıda hidrotermal Pb-Zn-Cu yatakları ve skarnlar içinde magnetit yataklanma-

ları vardır.

Kozak plütonunun kuzey ucu da inceleme alanındaki J18 a1 ve J18 a2 paftalarında yer almaktadır. İsmi daha güneydeki Kozak bucağından almıştır. Genellikle açık renkli olup orta-iri tanelidir. Bol çatlaklı ve eklemlidir. Granodiyoritik türde olup küresel ayrışma gösterir ve sık sık aplit damarları ile kesilmiştir. Bingöl ve diğerleri (1982)'ye göre ise monzogranodiyorit ve monzogranit türdedir. Yer yer de granodiyorit porfir bileşimindedir. Kozak plütonu, Alt Triyas yaşlı kayaları kesmiştir. Bu durumda Alt Triyas'tan daha gençtir. Ancak yapılan radyometrik yaş tayinleri ile Ataman (1975) tarafından Biyotit ve tüm kayaçta 13; 16 ve 23 milyon yıl; Bingöl ve diğerleri (1982) tarafından ise Biyotitlerde $20,3 \pm 0,9$ ile $24,6 \pm 1,5$ milyon yıl, ortoklaslarda ise $24,2 \pm 1,1$ ile $37,6 \pm 3,3$ milyon yıllık yaşlar elde edilmiştir. Bu duruma göre, Kozak plütonunun yerleşme yaşı Eosen-Miyosen başı olabilir. Bu plütonun etrafında da, Eybek plütonunda olduğu gibi, kontakt metamorfizma ürünü gelişmiş skarn zonları oluşmuştur, ve skarnlar içinde magnetit yatakları bulunmaktadır.

İnceleme alanında daha sonra ikinci volkanik evre etkin olmaya başlamış ve geniş bir alan kaplayan andezit, dasit, traki-andezit, riyodasit türde lavlar, tüfler ve silisleşmiş tüfler oluşturmuştur. Formasyon, adını tipik olarak izlendiği $\hat{1}$ 18 d3 paftasındaki Hallaçlar köyünden alarak «Hallaçlar formasyonu» olarak Krushensky (1976) tarafından adlanmış ve aynı adlama bu incelemede de kabullenilerek kullanılmıştır. Tüflerin, geniş alanlarda yüzlekler ver. melerine karşın, lav ve lav domları küçük alanlarda yüzeyler. Lavlar gri, siyahımsı, kahverengi renklerde olup yer yer altere, yer yer de oldukça serttirler. Tüflerin bir kısmı bozuşmuş, alterasyona uğramış, pek çoğu da silisleşmiştir. Arazide beyaz, sarı, kırmızı, kahve ve yeşilimsi renklerde geniş alanlar kaplarlar. Silisleşmiş olan tüfler sert ve midye kabuğu kırılmalıdır. Hallaçlar formasyonunun kalınlığı kesin olarak ölçülmemiş olup yaklaşık 400 m. kadardır. Ayrılmamış lavlar çoğun koyu renklerde olup çubuk şeklinde kahverengi plajiyoklas kristalleri içerir. Ayrıca gri-siyah biyotit ve koyu gri piroksen fenokristalleri izlenir. Matriks genellikle altere olmuştur, çoğun siyah renklidir. Yer yer aglomeratik görünümündedir. Lavların büyük bir miktarı silisleşmiş, arjiliteleşmiş ve yer yer de piritleşmiştir. Krushensky (1976), lavlardaki Cu ve Zn içeriklerinin yüksek olduğunu; bunların alterasyon ile doğrudan ilişkili olduklarını belirtmektedir. Araştırmacının incelemelerine göre, alterasyon arttıkça kayalarındaki Zn ve Cu içerikleri de artmaktadır. Formasyon yer yer de tamamen silisleşmiştir. Silisleşmiş lavlar kolaylıkla ayrışır ve açık sarı, beyaz, gri renklerde kalsit, kuvars ve plajiyoklas pseudomorfları kapsarlar. Formasyonun büyük bir kısmı, kuvars olarak bütünüyle silisleşmiştir. Özellikle dasitik lavlardaki kuvars fenokristalleri tipiktir. Eymir demir madeni de bu silisifiye tüfler içinde yer almaktadır. Binlerce yıldır işletilen ve tanınan Eymir demir madeninde hakim mineral Hematit'tir ve silisleşmiş Hallaçlar formasyonundan çıkarılmaktadır. Hallaçlar formasyonu olasılıkla "Üst Oligosen-Alt Miyosen sınırında oluşmuştur. Krushensky (1976) tarafından K/Ar yöntemi ile bir lavdaki biyotitte yapılan radyometrik yaş belirlenmesi ile $23,6 \pm 0,6$ milyon yıllık bir değer elde edilmiştir.

Hallaçlar formasyonu üzerinde uyumsuz olarak daha genç bir volkanik evre ile oluşmuş lav akıntıları ve tüfler izlenmekte olup, tipik olarak görüldükleri $\hat{1}$ 18 G4 pafta-



Şekil 1. Edremit-Korucu yöresinin jeolojî haritası.
Figure 1. Geological map of Edremit-Korucu area.

sındaki Dedetepeden isim almışlar (Krushensky, 1976), ve aynı adlama bu incelemede de kabullenilerek kullanılmıştır. Dedetepe formasyonu lavları, Hallaçlar formasyonu lavlarından biraz daha fazla asitik olup dasit-riyodasit-riyolit türde lavlar, ve geniş yer kaplıyan tüfler ile temsil olunur. Özellikle J18 d2 paftasında sık sık asitik volkanizma ürünü olan volkan çivilerine (neck) rastlanmaktadır ve bazılarında (sulutaş tepe) lavların soğuma yapıları çok güzel izlenmektedir. Dedetepe formasyonunun alt kısımlarında aglomera ve lavlar izlenir. Çok değişik renklerdeki lavlar yer yer de bozuşmuştur. Yer yer de silisleşmişlerdir. Geniş alanlar kaplıyan lavlar, topografik akımla çamur akıntıları yığışmalar şeklinde akmışlardır. Yer yer de kül akıntıları ve tüfler de izlenir. Dedetepe formasyonunun üst kısımlarına doğru laharlar, volkanik kül yığışmaları ve tüfler, lavlara egemen olurlar- Tüflerde boyutlar çok değişiktir. Lavlar, kahverengi, pembe, gri, alacalı renklerde görülmektedir. Volkanik küller yer yer kül akıntıları şeklinde (ash flow) volkan yamaçlarından aşağılara doğru hareket eden yüksek sıcaklıktaki çığlar şeklinde yığışmışlar; yer yer de kül yağmurları, (ash fall) şeklinde şiddetli patlamalarla havadan gelip katmanlı olarak yığışmışlardır. Yer yer lapilliler ve volkan bombaları da seyrek olarak göze çarparlar. Volkanların bacalarından su ile doymuş malzemenin sel gibi aşağı doğru akmasıyla oluşan laharlar da özellikle J18 a2 paftasında yer almaktadırlar. Hallaçlar formasyonunu uyumsuzlukla örten Dedetepe formasyonu volkanikleri, Orta Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı, Soma formasyonu çökelleri tarafından örtülürler. Bu nedenle Alt Miyosen yaşlı oldukları ortaya çıkmaktadır. Esasen, Dedetepe riyodasitik lavlarında K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemesi yapan Krushensky (1976), biyotitlerde $20,3 \pm 0,3$ milyon yıl, hornblendelerde ise $20,8 \pm 0,7$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir. Benda ve diğerleri (1974) te inceleme alanı yakınında daha kuzeyde, Dedetepe formasyonuna ilişkin tüflerde radyometrik yaş belirlemeleri yapmışlar ve biyotit yaşı olarak $19,5 \pm 0,4$ milyon yıl ve $19,8 \pm 0,3$ milyon yıllık sonuçlar elde etmişler ve Alt Miyosen yaşlı olduklarını kanıtlamışlardır. Dedetepe formasyonu yaklaşık 500 m. kalınlıktadır.

İnceleme alanında, Dedetepe formasyonuna ilişkin volkanitler üzerinde uyumsuz olarak karasal ortamda oluşmuş konglomera-kumtaşı düzeyleri yer almaktadır. Akyürek ve Soysal (1978) tarafından «Ballica formasyonu» olarak adlanan bu konglomera ve kumtaşları inceleme alanında J18 a1 paftasında yer alırlar. İnceleme alanı güneyinde daha geniş yayımlı olup çakılla, genellikle yakınlarında bulunan daha eski kaya birimlerine aittir ve çoğun kireçtaşı-volkanik-granodiyorit türdedirler. Kötü boylanmış, az yuvarlaklaşmış çeşitli litolojilerdeki çakıllar, blok iriliğinden küçük çakılçığa kadar değişen çaplarda olurlar. Çimento çok az olup, çoğun killi matriks şeklinde, bazan da karbonattır. Tabakalanma genellikle belirsiz olup yer yer orta-kalm tabakalanmalı konglomera-kumtaşı ardalananmalan izlenir. Ballica formasyonu, daha üstte yer alan Soma formasyonu çökelleri ile tedrici geçişlidir. Yaklaşık 50-60 metre kalınlıkta olan Ballica formasyonunda fosil bulunamamıştır. Ancak, daha üstte yer alan Soma formasyonu bol fosilli olup Orta Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı olduğundan, Ballica formasyonunun Orta Miyosen yaşlı olduğu belirlenmektedir. Ballica formasyonu konglomera ve kumtaşları karasal kökenli olup akarsu ortamı ile zaman zaman etkin olan göl-sel ortam ürünüdürler.

Ballica formasyonu çökelleri üzerinde uyumlu olarak ince taneli konglomera-kumtaşı-silttaşı-kireçtaşı-marn-tüfit ardalananması, ya da bu litolojilerin bir veya birkaçının egemen olduğu bir formasyon izlenir. Akyürek ve Soysal (1982) tarafından bu formasyon tipik olarak, inceleme alanı güneyindeki Soma ilçe merkezi çevresinde tanımlanmış ve «Soma formasyonu» olarak adlandırılmıştır. Beyaz gri, sarı ve bej renklerde izlenen bu birimler ince-orta tabakalısmalı olup killi ve karbonatlı olanlarında yer yer laminalı ve kartonumsu düzeyle, izlenir. Katmanlar genellikle yatay ve yataya yakındır. Bazı yerlerde küçük faylarla kırılmışlardır ve sıkışmadan dolayı yersel kıvrımlar oluşmuştur. Yer yer kömür ve bitümlü şeyi düzeyleri de içerirler. İnceleme alanında daha çok 1 18 43 ve t 18 d4 paftalarında yer alırlar. Formasyonun kalınlığı inceleme alanında 100-150 metreyi aşmamasına karşın, inceleme alanı dışında daha da fazla olup 400 metreye erişmektedir. Formasyon içindeki tüfit düzeyleri, çevredeki Dedetepe formasyonunun tüflerinin akarsular aracılığıyla göller içine taşınıp çökelmeleriyle oluşmuşlardır. Formasyon, spor-polen, ostrakod, gastrapod, balık, yaprak ve omurgalı kemikleri fosilleri bakımından zengin olup, Orta-Miyosen-Alt Pliyosen yaşta olduğu saptanmıştır. İnceleme alanı güneyinde, Soma ilçe merkezi çevresinde, bu birimlerde Brinkmann ve diğerleri (1970) spor polen tayinleri ile Orta Miyosen-Pliyosen yaşlı olduklarını saptamışlardır. Yine aynı yörede Nebert (1978), bu formasyonun Üst Miyosen-Pliyosen yaşta olabileceğini ve o zaman sıcak bir iklimin hüküm sürdüğünü belirtmiştir. Akyürek ve Soysal (1978) in formasyon içinde bulunduğu fosiller, ayrıca formasyon içinde bulunduğumuz ve Quercas drymeia olarak tanımlanan bitki fosili Üst Miyosen yaşlıdır. Omurgalı kemik ve dişleri tayin edilememiştir. Balık fosili ise *Leuciscus* sp. türde olup yine Üst Miyosen yaşlıdır.

Elde edilen fosillerin yaşam ortamları tatlı sudur. Esasen bitümlü seyiler ve kömür düzeyleri de karasal (gölsel) ortamı ve bataklık ortamını belirtirler. Bu nedenle Soma formasyonunun Orta Miyosen-Alt Pliyosende gölsel ortamda oluşmuş çökeller olduğu ortaya çıkmaktadır.

İnceleme alanında yer yer Soma formasyonu üzerinde, yer yer de içinde ve altında kalın aglomera yatakları izlenmektedir. Aktürek ve Soysal (1978) tarafından «Rahmanlar Aglomerası» olarak adlanan bu aglomera yatakları arasında tüffit ve silttaşı tabakaları da izlenmektedir. İnceleme alanında J18 a2 ve J18 b1 paftalarında görülen Rahmanlar aglomerası; genellikle yuvarlak ve yarı köşeli, çoğun andezit-dasit-riyodasit çakıl ve blokların tüfsal bir matriksle tutturulmalardan oluşur. Kalınlığı, inceleme alanında yaklaşık 200 m. kadardır. Rahmanlar aglomerası, Dedetepe volkanitlerinin olduğu dönemden sonra bölgede bulunan göllere taşınan çeşitli boyuttaki volkanik malzemenin göl ortamında çökmesi ve çimentolanması ile oluşmuştur. Aglomera katmanları arasında bulunan tüffit ve silttaşı düzeyleri, aglomeranın sedimantasyonu esnasında gölsel ortama geldiklerini ve birlikte çökdiklerini kanıtlamaktadır. Rahmanlar aglomerası, gölsel ortamın son ürünleridir ve olasılıkla Alt Pliyosen yaşlıdır.

İnceleme alanında yer yer de Kuvaterner yaşlı alüvyonlar izlenmektedir.

MAGMATİK KAYAÇLARIN PETROLOJİSİ

Çalışma alanındaki tüm volkanik kayalardan çeşitli örnekler alınarak MTA Enstitüsü kimya laboratuvarlarının-

da majör element kimyasal analizleri yaptırılmıştır. Bağburun formasyonundan 4, Hallaçlar formasyonundan 5 ve Dedetepe formasyonundan 21 adet olmak üzere toplam 30 örneğin kimyasal analizlerinin yaptırılmalarının yamsıra, bunlara ek olarak, Krushensky (1976) tarafından daha önce kimyasal analizleri yaptırılan Hallaçlar formasyonundan 17 ve Dedetepe formasyonundan 23 örneğin analiz sonuçları da göz önüne alınmış ve çeşitli parametreleri hesaplanarak bölgesel plaka tektoniği açısından kökensel yoruma gidilmiştir. Tüm örneklerin yerleri Şekil 1 deki jeoloji haritasında belirtilmiş olup, kimyasal analiz sonuçları da Çizelge 1 ve 2 de sunulmuştur. Örneklerin Rittmann Parametreleri (Al, Alk, FM, k, an, P) de hesaplanmış ve bu parametreler kullanılarak lavların Rittmann (1952)'ye göre adlamaları da yapılmıştır.

Volkanik kayaların Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre de adlamaları yapılmış ve Rittmann adlamalarıyla birlikte çizelgelerde verilmiştir. Ayrıca, kimyasal bileşimleri göz önüne alınarak lavların çeşitli diyagramlarda özellikleri araştırılmış ve çok sayıda örnekte de petrografik incelemeler yapılmıştır. Volkanik kayalarda yapılan bu çalışmaların yanısıra plütonik kayalarda da petrografik çalışmalar yapılmış, ayrıca Krushensky (1976) tarafından Eybek plütonundan yapılan 7 analiz ile Ayan (1979) tarafından Kozak masifinden yapılan 1 analiz de göz önüne alınarak nitelikleri araştırılmıştır.

ÖRNEK No (Sample No.)	EK 6	EK 7	EK 8	EK 13	EK 14	EK 25	EK 26	EK 27	EK 28
SiO ₂	61.60	61.50	60.55	60.00	61.00	62.05	66.70	67.30	56.30
Al ₂ O ₃	14.50	15.40	16.10	16.20	15.50	15.80	16.00	17.40	16.45
Fe ₂ O ₃	3.76	2.60	4.29	5.44	5.79	4.40	4.40	4.67	3.46
FeO	1.57	2.16	1.53	0.06	0.10	0.27	0.04	0.07	0.40
MnO	0.16	0.14	0.16	0.12	0.07	0.09	0.13	0.18	0.17
MgO	2.50	2.90	1.70	0.50	0.50	2.00	2.45	0.96	0.80
CaO	5.70	6.75	6.10	4.95	4.55	4.85	3.95	4.65	6.50
Na ₂ O	3.85	3.25	3.50	3.00	2.90	3.28	3.32	3.28	4.13
K ₂ O	2.27	2.22	1.60	3.60	3.20	3.80	2.53	3.54	2.40
TiO ₂	0.70	0.55	0.62	0.73	0.73	0.65	0.53	0.63	0.66
P ₂ O ₅	0.20	0.12	0.12	0.20	0.16	0.22	0.13	0.25	0.17
H ₂ O	0.63	1.02	0.68	1.28	1.26	0.65	1.52	1.09	1.00
CO ₂	0.30	0.75	1.50	0.72	0.10	3.28	0.07	0.50	2.15
AL	13.05	13.86	14.49	14.58	13.95	14.22	14.40	15.66	14.60
Alk	8.04	7.09	7.45	8.10	7.55	8.72	7.51	8.46	8.59
FM	10.48	10.77	9.37	6.50	6.90	8.69	9.34	6.66	5.68
k	0.28	0.31	0.21	0.44	0.42	0.43	0.33	0.42	0.28
an	0.23	0.32	0.32	0.28	0.29	0.24	0.31	0.30	0.26
P	57.28	62.73	61.76	58.80	60.39	58.32	67.36	67.30	54.04
Rittmann nomenclature) ÖRNEĞİN RITTMANN'A GÖRE ADLAMASI	RİYODASİT	RİYODASİT	DA SİT	KUVARSLATİT	RİYODASİT	KUVARSLATİT	RİYODASİT	RİYODASİT	TRAKİ ANDEZİT
σ	2.0	1.7	1.7	2.5	2.0	2.63	1.44	1.91	3.20
Log σ	0.30	0.23	0.23	0.39	0.30	0.42	0.15	0.28	0.50
σ	15.2	22.0	19.6	18.0	17.2	19.26	23.92	22.41	18.11
Log σ	1.18	1.34	1.29	1.25	1.23	1.28	1.37	1.35	1.25
K ₂ O/Na ₂ O	0.59	0.68	0.41	1.20	1.10	1.15	0.76	1.08	0.58
K ₂ O/SiO ₂	0.036	0.036	0.026	0.060	0.052	0.06	0.038	0.052	0.042
Peccerillo-Taylor nomenclature) ÖRNEĞİN PECCEERILLO VE TAYLORAGÖRE ADLAMASI	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT	ANDEZİT yüksek k'lu	ANDEZİT yüksek k'lu	ANDEZİT yüksek k'lu	DASİT	DASİT yüksek k'lu	ANDEZİT yüksek k'lu
(Rock groups) KAYAÇ GRUPLARI	HALLAÇLAR FORMASYONU (Hallaçlar Formation)				BAĞBURUN FORMASYONU (Bağburun Formation)				
DIYAGRAMLARDA KULLANILAN SİMGELER	+				▲				

Çizelge 1. Bağburun ve Hallaçlar formasyonu volkanitlerinin majör element kimyasal analizleri ve Rittmann parametreleri.

Table 1. Major element chemical analyses and Rittmann parameters of Bağburun and Hallaçlar formations volcanics.

Küçük bir kısmı inceleme alanında bulunan Kozak plütonu granodiyoritik türde olup, açık renkli ve bol eklemlidir. Makro gözlemlerde içindeki kuvars, hornblend, biyotit, ortoklas ve plajiyoklas fenokristalleri göze çarpmaktadır. İnce kesitlerinin mikroskopta incelenmeleriyle, holokristalin, hipidiyomorf taneli dokuda olup ana minerallerin kuvars, alkali feldispat, plajiyoklas, biyotit, hornblend olduğu, daha seyrek olarak ojit, apatit, zirkon, titanit, rutil, epidot, magnetit ve ortit kristalleri içerdiği belirlenir. Kuvars fenokristalleri genellikle ksenomorf olup yer yer de ortoklaslar içinde idiyomorf olarak göze çarparlar. Alkali feldispatlar çoğunlukla ortoklas, yer yer de mikroklin olarak izlenirler ve ksenomorf bir yapı gösterirler. Plajiyoklaslar, çoğun hipidiyomorf kristaller şeklinde, yer yer de idiyomorf olarak izlenir ve anortit yüzdeleri yaklaşık % 20-35 dolaylarında değişmektedir. Daha çok oligoklas-andezin karakterindedirler. Biyotitler hipidiyomorf iri kristaller şeklinde olup içlerinde yer yer apatitler izlenir ve pek çok yerde klortleşmişlerdir. Hornblendler de hipidiyomorf iri kristaller şeklinde, bazen ksenomorf olarak izlenmektedir. Granodiyoritler, plütonun kenarlarına doğru porfirik nitelikte olurlar ve yer yer ince taneli granodiyorit porfirite dönüşürler. Kozak plütonunun, çevre kayalarla olan dokanarlarda, kontakt metamorfizma ürünü skarn zonları ve çoğun magnetit, yer yer de pirit ve kalkopirit cevherleşmeleri izlenmektedir. Plüton içinde değişik uzunluk ve kalınlıklarda aplit damarları bulunmaktadır. İnce taneli aplitlerde, plajiyoklas, ortoklas, kuvars, hornblend ve epidot kristalleri saptanmıştır. Kalkalkalin nitelikli bi, plüton olup Ayan (1979)'a göre hibrit magmatik kökenlidir ve Kozak plütonunu oluşturan granodiyorit magmasının daha bazik bir ana magmadan diferensiyasyon yoluyla oluşabileceğine ilişkin görüşler de (İzdar, 1968) bulunmaktadır.

Eybek plütonun da küçük bir kısmı inceleme alanı içinde yer almakta olup, Kozak plütonu ile benzeşme göstermektedir ve esas olarak granodiyorit niteliktedir. Ancak yer yer de kuvars monzonit ve hornblendli granit türde olduğu saptanmıştır. Kalkalkalin türdedir. Açık gri, gri, pembemsi ve sarımtırak renklere izlenir. İnce kesitlerinde yapılan çalışmalarla holokristalin, hipidiyomorf taneli dokuda olup; çoğun kuvars, ortoklas, plajiyoklas, biyotit, hornblend, ojit ve yer yer de apatit, zirkon, sfen kristalleri içerir. Kuvarslar, ksenomorf kristaller halinde ve inklüzyonlu yapıdadır. Ortoklas fenokristalleri, çok yaygın olup (4-5 cm. irilikte olabilirler) % 20-40 arasında kayada yer kaplar. Ender olarak hipidiyomorf şeklinde ve inklüzyonlu yapıdadır. Ortoklaslar, plajiyoklaslarla yer yer giriftir ve içlerinde plajiyoklas olan ortoklas fennokristallerine de rastlanır. Yer yer de anortoklas kristalleri belirgindir. Ortoklaslar yer yer kaolenleşmiş ve serisitleşmiştir. Plajiyoklaslar genellikle hipidiyomorf, ortoklaslar içinde ise idiyomorf şekillerde olurlar. Anortit yüzdeleri yaklaşık % 15-40'tur. Plajiyoklaslar kayada % 25-35 oranında yer kaplarlar ve daha çok oligoklas-andezin türdedirler. Biyotit, genellikle hipidiyomorf kristaller halindedir ve yer yer epidotlaşma, kloritleşme gösterirler. Hornblendler genel olarak hipidiyomorf, ender olarak ta idiyomorf olup içlerinde biyotit inklüzyonları vardır. Ojitler ksenomorf kristaller şeklinde ve hornblendlerle bir arada bulunmakta olup yer yer epidot ve klorite dönüşmüşlerdir. Plüton içinde yer yer pegmatit dayıkları izlenir. Eybek plütonunda çevre kayalarla olan skarn zonlarında, Pb-Zn-Cu-Fe cevherleşmeleri görülmek-

ÖRNEK No: (Sample No)	EK-1	EK-2	EK-3	EK-4	EK-5	EK-9	EK-10	EK-11	EK-12	EK-15	EK-16	EK-17	EK-18	EK-19	EK-20	EK-21	EK-22	EK-23	EK-24	EK-69	EK-70
SiO ₂	62.65	63.50	64.00	65.95	63.80	60.35	64.20	64.20	64.80	66.75	62.00	65.45	65.00	66.60	72.15	71.15	72.75	65.00	64.65	65.00	65.95
Al ₂ O ₃	17.60	15.40	15.35	14.10	15.00	15.00	16.15	14.80	16.80	15.40	14.95	16.05	15.10	16.95	17.60	13.75	15.15	17.00	16.00	15.75	16.30
Fe ₂ O ₃	3.52	4.02	3.55	1.42	3.47	1.82	2.36	2.15	2.26	1.70	1.49	2.53	2.59	4.53	0.76	2.01	1.04	3.40	2.79	1.45	1.85
FeO	0.84	1.02	1.31	2.51	0.48	2.69	1.84	1.22	1.48	1.60	1.53	0.79	0.73	0.10	1.89	0.58	1.00	0.17	0.10	1.76	1.53
MnO	0.10	0.09	0.12	0.12	0.09	0.11	0.10	0.07	0.07	0.12	0.10	0.09	0.07	0.09	0.08	0.05	0.09	0.05	0.10	0.12	0.10
MgO	1.00	0.09	1.20	1.00	1.80	1.80	0.90	0.50	0.50	2.18	2.94	1.92	2.12	2.54	1.68	1.38	1.12	1.55	0.89	1.20	1.00
CaO	4.15	3.80	5.20	4.25	4.50	5.00	3.10	3.80	3.75	4.00	5.40	4.35	5.35	4.88	3.95	2.65	3.59	2.95	3.85	4.50	3.50
Na ₂ O	4.34	3.66	3.70	3.90	3.60	2.70	3.70	3.10	3.00	3.32	3.38	3.52	2.76	2.46	3.58	3.42	3.25	3.42	4.28	3.50	3.50
K ₂ O	2.82	4.12	3.78	2.60	3.78	2.90	3.80	3.00	3.20	3.68	3.50	3.70	3.74	3.48	4.87	4.45	4.45	4.15	5.05	3.30	3.59
TiO ₂	0.48	0.62	0.60	0.50	0.55	0.50	0.55	0.35	0.53	0.45	0.45	0.48	0.46	0.58	0.52	0.28	0.23	0.52	0.47	0.49	0.56
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.19	0.38	0.10	0.22	0.23	0.17	0.25	0.28	0.22	0.30	0.22	0.24	0.30	0.19	0.20	0.24	0.27	0.26	0.20
H ₂ O	1.20	1.20	0.72	0.60	1.13	0.38	0.59	1.03	0.59	0.65	0.74	0.82	0.90	1.04	0.54	0.78	0.40	1.30	0.65	0.60	0.88
Co ₂	0.75	0.30	1.20	0.85	1.30	1.00	0.60	1.45	0.30	0.70	0.75	0.05	1.70	1.25	0.30	0.20	0.65	0.10	0.40	0.22	0.22
AL	15.84	13.86	13.81	12.69	13.50	13.50	14.53	13.22	15.12	13.86	13.45	14.44	13.59	15.25	15.84	12.37	13.63	15.30	14.40	14.17	14.67
Alk	9.33	9.61	9.33	8.45	9.18	8.95	9.35	7.65	7.70	8.66	8.57	8.98	7.88	7.17	9.44	9.58	9.32	0.28	11.47	8.55	8.80
FM	6.44	5.32	3.99	6.18	7.50	7.38	6.18	4.49	4.88	7.71	9.16	7.24	7.63	9.72	6.20	5.40	4.38	6.88	4.68	5.78	5.53
k	0.30	0.42	0.40	0.30	0.41	0.41	0.40	0.39	0.41	0.42	0.40	0.41	0.47	0.48	0.43	0.46	0.47	0.44	0.44	0.38	0.40
Ad	0.25	0.18	0.19	0.20	0.19	0.32	0.21	0.27	0.32	0.23	0.22	0.23	0.26	0.36	0.25	0.12	0.18	0.24	0.11	0.24	0.25
P	59.70	55.88	56.96	59.35	56.78	61.55	58.42	62.08	66.09	62.07	57.04	60.86	62.40	70.59	68.54	56.34	64.02	61.10	52.36	61.10	62.65
Rittmann's nomenclature ÖRNEĞİN RITTMANN'A GÖRE ADLANMASI	RIYODASİT	KUVARSLATİT	KUVARSLATİT	RIYODASİT	KUVARSLATİT	LABRADORİT RIYODASİT	KUVARSLATİT	RIYODASİT	RIYODASİT	KUVARSLATİT	KUVARSLATİT	KUVARSLATİT	KUVARSLATİT	KUVARSLATİT	KUVARSLATİT	RIYOLİT	RIYOLİT	KUVARSLATİT	RIYOLİT	KUVARSLATİT	KUVARSLATİT
σ	2.50	2.95	2.66	1.84	2.61	1.77	2.65	1.77	1.76	2.06	2.49	2.32	1.92	1.49	2.00	2.20	1.99	2.60	4.02	2.10	2.16
Log σ	0.41	0.47	0.42	0.26	0.41	0.24	0.42	0.24	0.24	0.31	0.39	0.36	0.28	0.17	0.30	0.34	0.30	0.41	0.60	0.32	0.33
Σ	27.62	18.93	19.41	20.40	20.72	24.60	22.63	33.42	26.03	26.84	25.71	26.10	26.82	24.98	26.96	36.88	51.73	26.11	24.93	25.00	22.85
log Σ	1.44	1.27	1.28	1.31	1.31	1.39	1.35	1.52	1.41	1.42	1.41	1.41	1.42	1.39	1.43	1.56	1.71	1.41	1.39	1.39	1.35
K ₂ O/Na ₂ O	0.65	1.12	1.02	0.66	1.05	1.07	1.02	0.96	1.06	1.10	1.03	1.05	1.35	1.41	1.13	1.30	1.37	1.21	1.18	0.94	1.01
K ₂ O/SiO ₂	0.045	0.064	0.059	0.039	0.059	0.048	0.059	0.046	0.049	0.055	0.056	0.056	0.057	0.052	0.056	0.062	0.061	0.063	0.078	0.050	0.053
Peccerillo-Taylor nomenclature ÖRNEĞİN PECCERILLO VE TAYLOR'A GÖRE ADLANMASI	ANDEZİT yüksek K'lu	TRAKİT	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	ANDEZİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	ANDEZİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu	RIYOLİT	RIYOLİT	RIYOLİT	DASİT yüksek K'lu	TRAKİT	DASİT yüksek K'lu	DASİT yüksek K'lu
Rock groups KAYAC GRUPLARI	D E D E T E P E F O R M A S Y O N U (Dedetepe Formation)																				
DIAGRAMLARDA KULLANILAN SİMGELER	(Symbols)																				

Çizelge 2. Dedetepe formasyonu volkanitlerinin majör element kimyasal analizleri ve Rittmann parametreleri.
Table 2. Major element chemical analyses and Rittmann parameters of the Dedetepe formation volcanics.

tedir. Yer yer granodiyorit, yer yer de kuvars monzonit ve hornblendli granit türdedir. Eybek plütönünde kalkalkalin nitelikli ve Ayan (1979)'a göre Mbrid magmatik kökenlidir.

İnceleme alanındaki, Tersiyer yaşlı ilk volkanik evrenin ürünleri olan Bağburun formasyonu, andezitik-dasitik türde lavlar, tüfler ve aglomeralardan oluşmuştur. Lavlar yeşilimsi, gri, boz ve sarımsı renklerde olup çok fazla bozuşmuş ve ayrılmışlardır. Olasılıkla Üst Kretase sonrası, Paleosen-Eosen yaşta olup üzerlerinde Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Hallaçlar formasyonuna ilişkin volkanik ürünler diskordan olarak yer alırlar. Tipik olarak $\hat{1}$ 18 62 ve d3 paftalarında yüzlekleri gözlenmiştir. Lavlar daha çok andezitik-dasitik türde olup, ince kesitlerinde yapılan çalışmalarla; porfirik-hyaloporfirik-mikrolitik ve yer yer fluidal dokulu olup plajiyoklas (Oligoklas-andezin), hornblend, biyotit, ojit, sanidin ve kuvars fenokristalleri içerdikleri, hamur maddelerinin volkanik cam ve plajiyoklas mikrolitlerinden oluştuğu belirlenmiştir. Kuvarstan başka bütün mineraller bozuşmuşlardır. Hornblend fenokristalleri, iğne tipi kristal şeklinde ve birbirini keser durumda görülmektedirler. Ojit kristalleri de kısa-ince şekilde karakteristik olarak izlenirler. Hornblend ve ojit kristalleri çoğun bozuşmuş ve kloritleşme, limonitleşme ve kalsitleşme özellikleri göstermektedirler. Lavlar fazlaca küleşmişlerdir ve daha eski çökel kaya birimlerinden pek çok yerde güçlükle ayrılabilirler. Yer yer de silisleşme görülmektedir. Plajiyoklaslar çoğunlukla kalsitle ye, değiştirmişler, kısmen de killeşmişlerdir. Ender olarak oligoklas ve andezin türde plajiyoklas fenokristalleri ve albit kalıntıları kalmıştır. Sanidinler ko[^]runabilmiş ve kuvars kristalleri ile birlikte hem lavlarda hem de tüflerde küçük kristaller şeklinde kalmışlardır. Yer yer de pirit mikrokristalleri izlenmektedir.

İnceleme alanında. Tersiyerdeki ikinci volkanik evre olan Hallaçlar formasyonu; andezit, trakiandezit, dasit ve riyodasit türde lavlar, tüfler ve silisleşmiş tüflerden oluşmuştur. Olasılıkla Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşadılar. Lavların ince kesitlerinde yapılan çalışmalarla; mikrolitik, hyaloporfirik, porfirik» fluidal, yer yer vitrofirik dokuda olup, çoğun oligoklas-andezin cinsi plajiyoklas, biyotit, hornblend, ojit ve kuvars fenokristallerinden oluştuğu, hamur maddesinin volkanik cam ile plajiyoklas ve biyotit mikrolitlerinden meydana geldiği ve kayaçların limonitleşme, devitrifikasyon ve kil mineralleşme gösterdikleri saptanmıştır. Büyük bir çoğunluğu silisleşmiştir. Kuvars fenokristalleri çoğu kez kuşatılmıştır. Hornblendler paralel zonlanma gösterirler, çoğun alteredirler ve prizmatik biçimdedirler. Plajiyoklas ve ojit kristalleri belirsiz, tümsek halinde çıkıntı gösterirler. Ojit, hornblend ve biyotitler, kloritleşmiş ve kalsitle yer değiştirmişlerdir. İnce kesitlerde yer yer de pirit gözlenmiştir.

Çalışma alanındaki üçüncü ve son volkanik evre olan Dedetepe formasyonu; Hallaçlar formasyonu lavlarından biraz daha fazla asitik olup dasit, riyodasit ve riyolit türdedir. Ayrıca bu evre ile geniş yer kaplayan tuf yatakları ve laharlar tipiktir. Çok asitik lavlar yer yer volkan çivileri şeklinde izlenirler. Olasılıkla Alt Miyosen yaşlıdır. Lavların ince kesitlerinde yapılan çalışmalarla; porfirik, hyaloporfirik, fluidal ve vitrofirik dokuda oldukları, kuvars, plajiyoklas (oligoklas-andezin), biyotit hornblend, ojit yer yer sanidin ve apatit fenokristalleri içerdikleri ve Hallaçlar formasyonu kadar bozuşma göstermedikleri, daha taze durumda oldukları gözlenmiştir. Yer yer anortoklas kristalleri

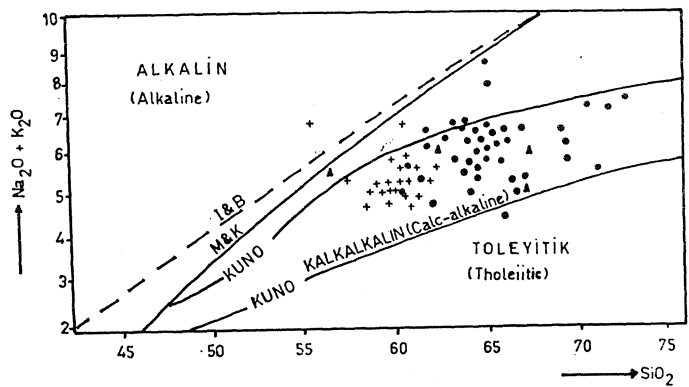
içerirler. Hem kuvars, hem de anortoklas kristalleri, resorbsiyon gösterirler. Hamur maddelerinde volkanik cam hakimdir. Plajiyoklas kristalleri genellikle korunmuştur, ve devamlı zonlanma gösterirler. Hornblend ve ojit kristalleri % 15-20 miktarda bulunurlar, hornblend düzgün prizmatik kristaller şeklindedir ve ojitler üzerinde kafes yapısı gösterirler. Yer yer de zirkon ve magnetit gözlenmiştir.

İnceleme alanında yüzlekler veren her 3 evre volkanizma lavlarından da örnekler toplanarak majör element kimyasal analizleri yapılmış ve toplam, 70 örneğin kimyasal analiz sonucu incelenmiştir. Kimyasal analizlerde CO₂ klasik yöntemle, Na[^]O ve K[^]O alev fotometresiyle, diğerleri de X-Ray floresans spektrometresiyle ölçülmüştür. Analiz sonuçları göz önüne alınarak lavların çeşitli parametreleri ve Rittmann normları hesaplanmış ve Rittmann normları göz önüne alınarak bunların Rittmann (1952) ye göre adlandırılması yapılmıştır.

Bağburun formasyonu lavları trakiandezit, kuvars latit ve riyodasit; Hallaçlar formasyonu lavları, trakiandezit, kuvars latit, labradorit riyodasit, dasit ve riyodasit; Dedetepe formasyonu lavları ise kuvars latit-labradorit riyodasit, riyodasit ve riyolit olarak bileşimlerine göre ve Rittmann normları göz önüne alınarak (Al,Alk,FM,k,an,P) adlandırılmışlardır.

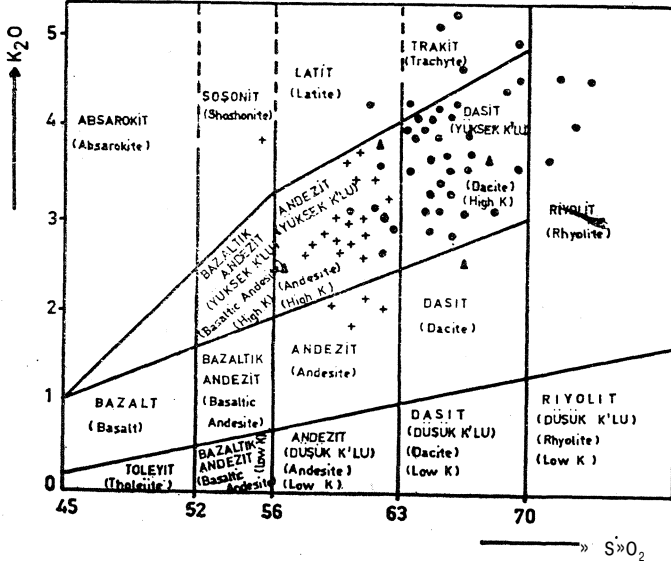
Lavların, alkali (Na[^]O+K₂O) ve SiO₂ içeriklerine göre sınıflandırılmaları yapıldığında (Şekil 2), Irvine ve Baragar (1971), Macdonald ve Katsura (1964) ve Kuno (1960) ayırım hatları göz önüne alındığında, her evre volkanitlerin de tamamen kalkalkalin nitelikte oldukları, belirlenmektedir. Örneklerin Rittmann indisleri hesaplandığında, bunlardan Bağburun formasyonu volkanitlerinin Rittmann indislerinin 1,44-3,20 arasında; Hallaçlar formasyonu lavlarının indislerinin 1,7-4,7 arasında ortalama 2 civarında; Dedetepe formasyonu lavlarının ise 1,10-4,02 arasında (ortalama 2 civarında) oldukları ve hepsinin kalkalkalin nitelik gösterdikleri bir kez daha belirlenmiş olmaktadır. Zira, kabaca Rittmann indisleri 4 ten küçük olan lavlar kalkalkalin, 4 ten büyük olan lavlar ise alkalin nitelikte olmaktadır.

Her üç evre volkanitlerin kimyasal yoldan da adlandırılmaları yapılmış olup, bu amaçla ilk kez, alkali (Na₂O+K₂O) ve SiO₂ içerikleri göz önüne alınarak Cox ve diğerleri (1979) tarafından önerilen diyagramları da hazırlan-



Şekil 2. Volkanitlerin alkali-silis içeriklerine göre sınıflandırılması.

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



Şekil 3. Yolkanitlerin Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre adlandırılmaları.

Figure 3. Nomenclature of the volcanics according to Peccerillo and Taylor (1976)-

miştir. Bu diyagramda Bağburun volkanitlerinin trakiandezit (Latit) ve dasit; Hallaçlar volkanitlerinin andezit ve trakiandezit; Dedetepe volkanitlerinin ise ender olarak andezit ve trakiandezit, çoğun dasit ve riyolit kesimine düştükleri görülmektedir. Dedetepe volkanitlerinin, diğer iki evre volkanitlerinden daha fazla asitik olduğu ilk bakışta göze çarpmaktadır.

Volkanitlerin, bu kez K_2O ve SiO_2 içerikleri göz önüne alınarak Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre kimyasal yoldan adlandırılmaları da yapılmış (Şekil 3) ve tüm lavların yüksek potasyumlu kalkalkalin seriye dahil oldukları, Bağburun volkanitlerinin yüksek potasyumlu andezit-ctasit-yüksek potasyumlu dasit; Hallaçlar volkanitlerinin pek azmin andezit, büyük bir kısmının da yüksek potasyumlu andezit oldukları, sadece iki örneğin de sapma gösterip şoşonit ve latit bölgesine düştükleri görülür. Dedetepe volkanitlerinin ise pek azı yüksek potasyumlu andezit, büyük bir kısmı yüksek potasyumlu dasit ve riyolit kesiminde görülür. Birkaç örnek te sapma gösterip latit ve trakit bölgesine düşerler. Örneklerin Peccerillo ve Taylor (1976) ya göre adlandırılmaları çizelgelere de konmuştur.

Ayrıca, volkanitleri oluşturan magmanın kökeni araştırmak için Gottini (1968 ve 1969) nin geliştirdiği $\% - (Al_2O_3 / Na_2O) / TiO_2$ Gottini indisleri de hesaplanmıştır. Çizelgede de izlenebileceği gibi Bağburun volkanitlerinin Gottini indisleri 18, 11-23, 92 arasında; Hallaçlar volkanitlerinin indisleri 15,2-26,2 arasında; Dedetepe volkanitlerinin indisleri ise 18,93-94,50 arasında değerlerdedir. Tümünde de ortalama 20 dolayındadır.

Gottini, Gottini indisi ve Rittmann indisinin logaritmik değerleri arasında da bir ilişki kurmuş ve önerdiği diyagramda sialik (kıta kabuğu) ve simatik (manto) köken sınırlarını çizmiştir. Çalışma alanındaki volkanitlerin bu diyagramda da (Şekil 4) sialik kökenli oldukları görülmektedir.

İnceleme alanındaki her 3 evredeki lavlarda B_2O_3/Na_2O oranları da incelenmiş olup, tüm volkanitlerde bu oranın

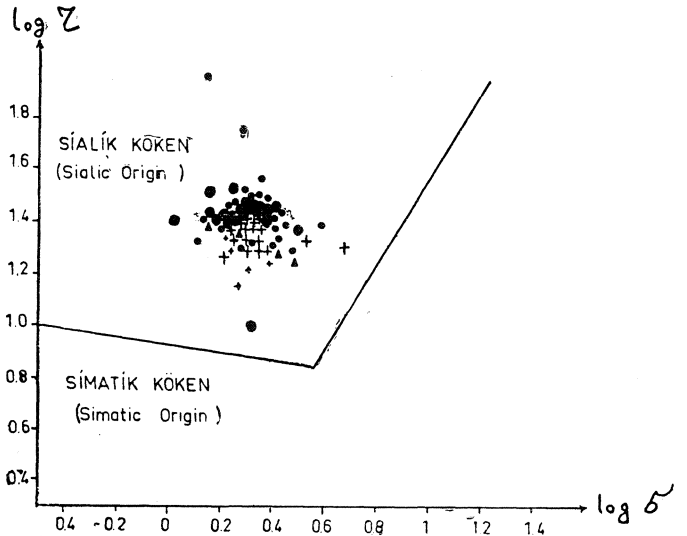
bir hayli yüksek olduğu (Bağburun volkanitlerinde ortalama 0,75 dolayında; Hallaçlar volkanitlerinde ortalama 0,80 dolayında; Dedetepe volkanitlerinde ise ortalama 1,00-1,10 dolayında) belirlenmiştir. Son yıllarda yapılan çalışmalarla K_2O/Na_2O içeriğinin, volkanik kayalarda oluşum koşulları ve kimyasal niteliklerinde bazı ayırtıcı özellikler gösterdiği saptanmıştır. Jakes ve White (1972), toleyitik volkanitlerde K_2O/Na_2O oranının en düşük, yaklaşık 0,35 ten daha az olduğunu; kalkalkalin volkanitlerde ise ada yaylarında yaklaşık 0,35-0,75 arasında olduğunu, ancak kıta içlerinde oluşan kalkalkalin volkanitlerde SiO_2 kapsamı yaklaşık % 63 ten fazla olanlar için yaklaşık 1 ve daha büyük değerler gösterdiğini saptamışlardır. Şoşonitik nitelikli volkanitlerde ise bu oran daha da büyük değerlere erişebilir. Ayrıca şoşonitik nitelikli lavlarda K_2O/Na_2O oranı, SCX^* içeriği arttıkça kalkalkalin olanların aksine azalır. İnceleme alanındaki tüm volkanitlerin tümünün de kalkalkalin nitelikte ve genel olarak kıta içi volkanitlerinden oldukları bir kez daha belirlenmiş olmaktadır, öte yandan Yamasaki (1956), kıtasal kalkalkalin lavlardaki yüksek K_2O/Na_2O içeriğinin, bunları oluşturan magmanın granitik malzeme ile kirlenmesi sonucu meydana geldiklerini öne sürmekte, bir başka deyişle anatektik köken kuramını belirtmekte olup inceleme alanındaki volkanitlerin kabuk kökenli oldukları konusuna ilerde tekrar değinilecektir. İnceleme alanındaki volkanitlerde CO_2/SiO_2 oranları da göz önüne alınmıştır. K_2O/SiO_2 oranının SiO_2 içeriğine göre değişim diyagramı çizildiği zaman, genel olarak SiO_2 kapsamı arttıkça K_2O/SiO_2 oranının da arttığı görülür.

Bu da, lavların kalkalkalin nitelikte olup normal bir kristalizasyon evrimi geçirdiklerini belirler. Şoşonitik nitelikli lavlarda ise bu durum tam tersinedir.

Bu suretle tüm petrokimyasal veriler inceleme alanındaki volkanitlerin kalkalkalin nitelikte olduklarını kanıtlamaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İnceleme alanında 3 evrede oluşan volkanik kayalar, tamamen kalkalkalin nitelikte olmalarına karşın, oluşum



Şekil 4. Volkanitlerin Gottini (1968) diyagramı.
Figure 4. Gottini (1968) diagram of the volcanics.

koşulları ve kökensel yönden farklı oldukları sonucuna varılmıştır. Konuya daha fazla açıklık getirmek için Batı Anadolu, Ege denizi ve Balkan yarımadasında Üst Kretaseden itibaren oluşmaya başlamış volkanizma incelenmiş ve volkanik kayaç yüzlekleri toplu halde bir haritaya işlenmişlerdir (Şekil 5). Volkanik kayaçların dağılımı göz önüne alındığında yaşça kuzeyden güneye doğru gençleştikleri ve 4 ayrı grupta toplandıkları görülmektedir:

1 — Kuzeyde, Sofya'dan başlayıp doğuya doğru bir kuşak halinde Karadeniz kıyılarında uzanarak İstanbul'dan geçen ve Trabzon'a kadar devam eden Üst-Kretase yaşlı, Pontid kuşağına ilişkin Şili tipi bir yay volkanizması.

2 — Daha güneyde birinci kuşağa paralel olarak uzanan; Belgrad'dan başlayıp, Batı Trakya, Biga yarımadası, inceleme alanı ve Bursadan geçerek Bilecik'ten daha doğuya doğru devam eden kabaca Paleosen-Eosen yaşlı ve Pontid kuşağına ilişkin yay volkanizmasının güneye kaymasıyla oluşmuş ikinci bir yay volkanizması,

3 — Daha güneyde yer alan tüm Batı Anadolu, Ege denizi ve batıya doğru Edessa ile Üsküp'e kadar devam eden, Üst Oligosen'de başlayıp, Pliyosen'e kadar devam eden; giderek kalınlaşan kıta kabuğunun derinlerde kısmi ergimesi ve anateksi yoluyla oluşan, geniş alanlara yayılan volkanizma,

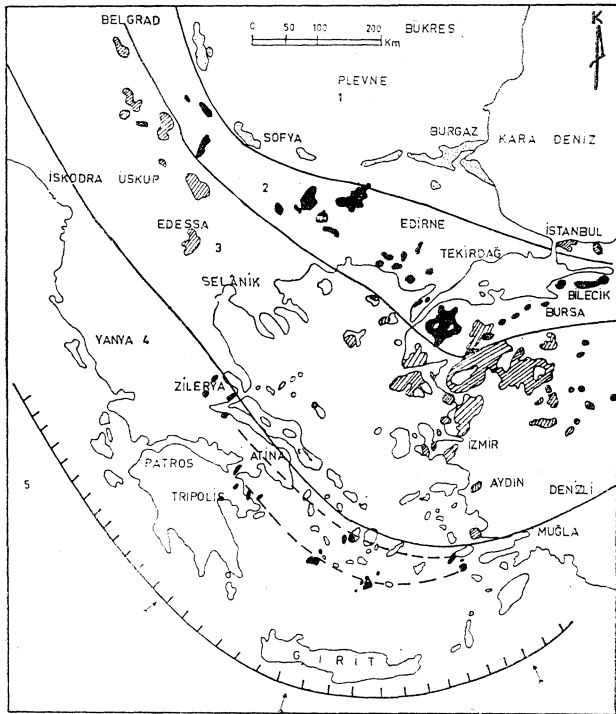
4 — Afrika plakasının, Ege-Anadolu plakası altına dalmasıyla oluşan yitim zonundan türeyen ve en güneyde yor alan, günümüzde de etkin olan Pliyo-Kuvaterner ada yayı

volkanizması.

En kuzeydeki I numaralı bölgede yer alan ve Bulgaristan'da Sofya'da başlayıp Doğu'ya doğru tüm Karadeniz kıyılarında uzanan yay volkanizması; olasılıkla Alt Kretase sonuna doğru bir okyanus levhasının kuzeye doğru dalması ve bu yitim zonundan bir yay-hendek sistemi gelişmesiyle meydana gelmiştir. Bölgede Alt Kretasenin sonundan itibaren yer yer çökellerle ardalanan dilizel bir yay volkanizması başlamıştır. Son yıllarda, özellikle Bolu-Sakarya bölgesinde yapılan ayrıntılı çalışmalarla (Yılmaz ve diğerleri, 1981; Yılmaz 1981), bölgede kuzeyde Pontid kıtası, güneyde ise Sakarya kıtasının yer aldığı, bu iki kıta arasında Jura başında bir okyanusun açılmaya başladığı Üst Kretaseye doğru tam bir okyanus halini aldığı Sakarya kıtasının kuzey kenarında bu okyanusa doğru kuzeve bakan Atlantik tip bir kıta kenarı; Pontid kıtasının güney kenarında ise kuzeye doğru bir yitim ve hendek-yay sisteminin geliştiğine ilişkin güçlü veriler elde edilmiştir. Üst Kretase yaşlı bu yay volkanizmasının Bulgaristan'daki uzantısında ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar yapan Boccialetti ve diğerleri (1978) lavların toleyitik, kalkalkalin ve şoşonitik niteliklerde olup tüm petrokimyasal verilerin, volkanitlerin tipik bir ada yayı volkanizması olduğunu kanıtladığını öne sürmüşlerdir. Yılmaz ve diğerleri (1981)'e göre Pontid kıtasının güneyindeki dalmanın başlaması ile birlikte Pontid kıtası önünde, kıtanın ucuna karşı sıyrılan ve dilimlenen okyanus, litosfer ve manto parçaları bir melanj, yığılma prizması geliştirmiştir. Sakarya kıtasının okyanusun dalmasıyla gitgide Batı Pontid kıtasına yaklaşması, aradaki okyanus tabanının dilimlenmesine yol açmış böylece melanj prizması giderek büyümüştür. Okyanus litosferi Jura başında Sakarya kıtası ve Pontidlerin birbirine yaklaşmaları sonucu şiddetle dilimlenmesi, bu dilimlerin namlı melanj prizması içine, hem de kıta dilimleri içine kamalanmasına yol açmış ayrıca yayın da güneye doğru göçmesine neden olmuştur. Çünkü Eosen döneminde Ada yayı, tüm Pontidlerde güneye kaymış, yer yer retroşaryiil kıta üzerine daha önce yerleşmiş olan melanj topluluğu üzerinde büyümüştür. Okyanus tabanının yitimi, Pontid kıtası ile Sakarya kıtasının tam çarpışması ile olasılıkla Eosen sonunda bitmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981).

Bu şekilde, açıklanan mekanizma ile 2 numaralı bölgede (Şekil 5) oluşan Paleosen-Eosen yaşlı yay volkanizması Bilecik ve Bursa civarında, Biga yarımadasında, Batı Trakya'da uzanmakta olup (Ercan, 1979), inceleme alanındaki Bağburun formasyonu volkanitleri de bu yay volkanizmasının en güney kısmını oluşturmaktadır. Bolu-Sakarya çevresinde bu yay volkanizması Yılmaz ve diğerleri (1981) tarafından «Dikmen volkanitleri» olarak adlandırılmış olup birkaç evrelidir ve Orta-Üst Eosen yaşlıdır. Bursa kuzeyinde Armutlu yarımadasında Paleosen-Eosen yaşlı ve yine birkaç evrelidir (Kipman, 1981, sözlü bilgi). Gemlik ve Mudanya'da da yüzlekler verir ve Paleosen-Üst Eosen yaşlı olduğu belirtilmiştir (Altınlı, 1943). İnceleme alanında «Bağburun formasyonu» olarak ayrılanmıştır ve olasılıkla Paleosen-Eosen yaşlıdır. Daha batıda Biga yarımadasında yine Paleosen-Eosen yaşlıdır, Eosen yaşlı çökellerle yer yer arakatlıdır (Bingöl ve diğerleri, 1973). Trakya'da Keşan civanada olasılıkla Üst Eosen yaşlıdır (Temek, 1949), Batı Trakya'da da olasılıkla Eosen yaşlı yüzlekler bulunmaktadır (Ercan, 1981-a).

İnceleme alanındaki Bağburun formasyonunun yay



AÇIKLAMALAR (Explonot. ons)

- 1. Üst Kretase yaşlı ada yayı volkanizması (Upper Cretaceous aged island arc volcanism)
- 2. Paleosen-Eosen yaşlı ada yayı volkanizması (Paleocene-Eocene aged island arc volcanism)
- 3. Miyosen-Pliyosen yaşlı kıta içi volkanitleri (Miocene - Pliocene aged intra-continental volcanics)
- 4. Pliyo - Kuvaterner yaşlı aktif ada yayı volkanizması (Pliocene - Quaternary aged active island arc volcanism)

Şekil 5- Batı Anadolu ve Balkan yarımadasındaki Üst Kretase-Senozoyik yaşlı volkanitler.

Figure 5- Upper Cretaceous-Cenozoic volcanics in Western Anatolia and Balkan peninsula.

volkanizması niteliğinde olmasına karşın ondan daha sonra oluşan Hallaçlar volkanitleri ve Dedetepe volkanitleri bir yay değil, 3 numaralı bölgede oluşan (Şekil 5) ve Batı Anadolu ve Ege adalarında çok geniş yer kaplayan kıta içi volkanitleri grubundandır. Batı Anadolu ve Ege adalarında pek çok alanda yüzlekler veren bu çoğun kalkalkalen, yer yer alkalın ve şoşonitik kıta içi volkanitlerinde yapılan ayrıntılı çalışmalar halen devam etmekte olup, bunlar olasılıkla kıta kabuğu kökenlidir ve yer yer de manto kökenli bir magma ile karışarak oluşmuşlardır. Batı Anadolu'da Orta Miyosen'den bu yana bir graben sistemi geliştiğine ve % 50 oranında K-G yönde genişleme geçirdiği ile ilişkin güçlü veriler elde edilmiştir (Şengör, 1978). 3au Anadolu graben sistemi Arabistan ve Avrasya plakalarına Orta Miyosendeki çarpışmasının bir sonucu olarak meydana gelmiştir ve Doğu Anadoludaki bu çarpışmanın, Ku^y Anadolu transform fayı ile Batıya doğru iletilmesi sonucu (Şengör, 1980) oluşmuştur. Anadolu plakasının batıya doğru olan hareketinin Yunan makaslama zonu boyunca freu-lenmesi, bölgede genel bir D-B yönde sıkışmaya neden olmuş (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve bu D-B yönde sıkışma sonucu K-G yönde açılmalar başlamıştır. Öte yandan, da*ya önce kalınlaşmış olan kıta kabuğu, derin kesimlerde kısıl ergimelere başlamış ve anatektik bu kısmi ergime ile Batı Anadolu'da yaygın Miyosen yaşlı asitik kalkalkalen volkanizma, açılma sonucu oluşan kırık sistemleri ile yeryüzüne ulaşmaya başlamıştır. (Ercan ve Öztunalı, 1982). Batı Anadoludaki Miyosen öncesi kabuk kalınlaşması, olasılıkla; Kretase sonunda, sialik bir kabuğu simgeleyen Menderes Masifinin kuzeydeki Paleotetis ve Tetis simatik kabuğu ile eşit tutulan ultramafik birim altına bindirmesi ve ultramafik kayaların da alta bindirmiş Menderes masifi üzerine olan edilgen bir üzerlemesi (Kaya, 1981) sonucu oluşmuştur. Batı Anadolu, Ege adaları ve daha batıda Edessa civarındaki Miyosen yaşlı asitik kalkalkalen volkanitlerin kabuk kökenli oldukları ve anateksi sonucu oluştuğu çeşitli araştırmacılar tarafından öne sürülmektedir. Örneğin, Kell3r (1969) Bodrum yarımadası güneyindeki Kos adasında; Bors ve diğerleri (1972) İzmir-Seferihisar volkanitlerinde; Marakis ve Sideris (1972) Edessa yöresindeki volkanitleri?; Keller ve Villari (1972) Afyon yöresindeki volkanitlerde; Yılmaz (1977). Gördes KD sundaki volkanitlerde; Özgenç (1978) İzmir-Cumaovası volkanitlerinde; Ercan ve diğerleri (1979) Uşak volkanitlerinde; Sunder (1979) Eskişehir-Kır^a volkanitlerinde; Ercan (1982) Gördes B'smdaki volkanitlerde; Ercan ve diğerleri (1982-b) Gediz-Emet çevresindeki volkanitlerde petrolojik incelemeler yaparak bunların kabuk kökenli olup, anatektik olaylar sonucu ergiyen kabuk gereçinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Esasen asitik kalkalkalen volkanitlerin kabuksal materyalin anateksisi ile oluşabileceği, ileri derecede metamorfizmaya uğramış granitik bileşimli kayaların 2 Kilobar basınç ve 680-690°C sıcaklıkta 7-8 km. lik sığ derinliklerde gelişebilecek bir anateksi ile bu işlemin meydana geldiği Tutti'i ve Bowen (1958) tarafından uzun yıllar önce öne sürülmüştür. Öte yandan, Ege Anadolu'da bu kabuksal malzeme ürünü kalkalkali (>er yer de ender olarak şoşonitik) volkanizmanın pek çok yerde, gençleştikçe alkalınleştiği ve Pliyosenden itibaren Kuvaternere doğru alkali bazaltik volkanitlerin egemea oldukları da son yapılan çalışmalarla saptanmıştır (Ercan 1981-b; Ercan ve diğerleri 1982-a; Ercan ve diğerleri(1982-b).

Bu suretle, inceleme alanındaki olasılıkla Paleosen-E>

sen yaşlı Bağburun volkanitlerinin bir yitim zonu ürünü olup yay volkanitleri grubuna; daha genç olan Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Hallaçlar volkanitleri ile Alt Miyosen yaşlı Dedetepe volkanitlerinin, kıta kabuğu anateksi ile oluşmuş kıta içi volkanitleri grubuna ait oldukları ve her 3 volkanizmanın da kalkalkalen nitelikli oldukları bildirilmiş olmaktadır.

Volkanik kayalarda yapılmakta olan iz element, nadir toprak elementleri tayinleri ve jeokronolojik çalışmalar konuya ilerde daha fazla açıklık getirecektir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, inceleme alanından topladıkları volkanik fay örneklerinin kimyasal analizlerini yapan MTA Enstitüsü Laboratuvarlar Dairesinden T. Saltoğlu, E. Alpaslan T. Akyüz, M. Türkalp ve E. Esen'e; yorumsal yardımlarından dolayı MTA Jeoloji Dairesinden Behçet Aktürek ve Erdoğan Demirtaşlı'ya teşekkürü borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1978, Kırkağaç-Soma (Manisa-Savaştepe-Korucu-Ayvalık (Balıkesir)-Bergama (İzmir) civarının jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst. Rap. No. 6432
- Akyürek, B., ve Soysal, Y., 1982, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri: Maden Tetkik Arama Enst Derg. 95/96, 1-12.
- Altınlı, I.E., 1943, Bandırma-Gemlik arasındaki kıyı sıradanın Jeolojik incelenmesi : İ.Ü. Fen Fak- Mecm., 8, 1-2, 76-137.
- Aslaner, M., 1965, Etude geologique et petrographiques de la region d'Edremit-Havran (Turquie) : Maden Tetkik Arama Enst. Yay., 110, 98 s.
- Ataman, B., 1975, Plutonisme calco-alkalin d'age Alpin Anatolie du Nord Quest : C.R. Acad. Sc Paris-, 280, D, 2065-2068.
- Ayan, M., 1979, The origin of the some granites occurring in the Menderes massif and their relations with the uranium mineralization : Comm. de la Fac des-Scien. de L'Univ. d'Ankara, C1, 22, 91-128.
- Benda, L., Innocenti, F., Mazzuoli, R., Radicati, F ve Stfens, P., 1974, Stratigraphic and radiometric data of the Neogene in Northwest Turkey : Z. Deutsch. Geol-Ges-, 125, 183-193-
- Bingöl, E., Akyürek, B., ve Korkmazer, B., 1973, Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler Kitabı, 70-76.
- Bingöl, E., Delaloye M., ve Ataman. G., 1982, Granitic intrusion in Western Anatolia; a contribution to the geodynamic study of this area : Eclol- Geol. Helv. 75/2, 437-446-
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A., ve Vassileva, G.S., 1978, Late Cretaceous high-potassium volcanism in Eastern Srednogie, Bulgaria : Geol. Soc. Amer. Bull-, 89, 439-447.
- BorsL S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea : Bulletin Volcanologique, 36-1, 473-496.
- Brinkmann, R., Feist, R., Marr, W.U., Nickel, E., Schlimm, W., ve Walter, H.R., 1970, Soma dağlarının jeolojisi : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 74, 41-56.

- Bürküt, Y., 1966, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli jenetik etüdü : Doktora tezi, İ.T.Ü. Yayın, 272 s.
- Bürküt, Y., 1975, Kuzeybatı Anadolu granitik plütonları içindeki Ti, P, Zr, Mn, V tayini ve dağılımı : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 84,13-19.
- Cox, K.F., Bell J.D., ve Pankhurst, D.V., 1979, The interpretation of igneous rocks : George Allen and Unwin Ltd., Londra, 450 pp.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması : Jeoloji Mühendisliği Derg., 10, 117-137.
- Ercan, T., Dinçel, A., Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege Bölgesindeki yeri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 185-198.
- Ercan, T., 1981-a, Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri ve Bodrum yarımadasındaki volkanizmanın durumu : İstanbul Yerbilimleri Derg., 2/3-4, 263-282.
- Ercan, T., 1981-b, Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi : Doktora tezi, İstanbul Üniv. Yerbilimleri Fak., İstanbul 168 pp.
- Ercan, T., 1982, Gördes Volkanitleri : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 26/1, 41-48.
- Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A., Günay, E., 1982-a, Kula-Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi : Jeoloji Mühendisliği Derg., 17, 3-28.
- Ercan, T., Savaşçın, Y., Günay, E., 1982-b, Gediz-Simav-Emet yöresindeki volkanitlerin petrolojisi : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 97/98, 86-101.
- Ercan, T., ve Öztunalı, Ö., 1982, Demirci-Selendi (Manisa) çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve kökensel yorumu : Hacettepe Yerbilimleri Derg., 10, 1-15.
- Gottini, V., 1968, The TiO₂ Frequency in volcanic rocks : Geol. Rdsch. 57, 930-935.
- Gottini, V., 1969, Serial character of the volcanic rocks of pantelleria : Bulletin Volcanologique, 3, 818-827.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Can. Jour. Earth. Scien., 8, 523-548.
- Izdar, E., 1968, Kozak intrüzif masifi petrolojisi ve Paleozoyik çevre kayaçlarıyla jeolojik bağıntıları : Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 11,1-2,140-179.
- Jakes, P., ve White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas : Geol. Soc. Bull., 83, 28-40.
- Kaya, O., 1981, Batı Anadolu alta bindirmesi; Ultramafik birimin ve Menderes masifinin Jeolojik konumu : Doğa Bilim Dergisi, 5, Atatürk özel Sayısı, 15-36.
- Keller, J., 1969, Origin of Rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks : Bulletin volcanologique, 33/3, 942-959.
- Keller, J., ve Villan, R., 1972, Rhyolitic ignimbrite in the region of Afyon (Central Anatolia) : Bulletin volcanologique, 36, 342-358.
- Krushensky, R.D., 1976, Neogene Calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karala, Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey : Bulletin volcanologique, 40, 336-360.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalt : Journal Petrology, 1, 121-145.
- Macdonald, G.A., ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas : Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Marakis, G., ve Sideris, C., 1972, Petrology of Edessa area volcanic rocks, West Macedonia, Greece : Ann. Geol. de Pays Hellen, 24, 247-256.
- Nebert, K., 1978, Linyit içeren Soma Neojen Bölgesi, Batı Anadolu : Maden Tetkik Arama Enst. Der., 90, 20-69.
- Öngür, T., 1972, Dikili-Bergama Jeoterjnal araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu : Maden Tetkik Arama Enst. Rap. No. 5444, Ankara.
- Özgenç, I., 1978, Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görece ilişki : Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 21/1, 31-34.
- Peccerillo, A., ve Taylor, J.R., 1976, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey : Bulletin Volcanologique, 39/4, 557-569.
- Rittmann, A., 1952, Nomenclature of volcanic rocks : Bulletin volcanologique, 12, 75-102.
- Rittmann, A., 1953, Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes : Bulletin volcanologique, 14, 45-58.
- Streckeisen, A., 1976, Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition : A provisional attempt; N. Jb. Für Miner. Monatshefte, 1-15.
- Sunder, M., 1979, Kırka (Eskişehir) ve çevresinin jeolojisi, petrolojisi ve Sarıkaya borat yataklarının jeokimyasal incelenmesi : Doktora tezi, İstanbul Üniv. Fen Fak., İstanbul.
- Şengör, A.M.C., 1978, Über die angebliche primäre vertikale tektonik im Aegeisraum : N- Jb. Geol. Palaeont Mh., 11, 698-703.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları : Türkiye Jeol. Kur. Yayını., 40, s., Ankara.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey; A plate tectonic approach : Tectonophysics, 75, 181-241.
- Ternek, Z., 1949, Geological study of the region Keşan-Korudağ : Doktora tezi, İstanbul Üniv. Fen Fak., 78 s.
- Tuttle, O.F., ve Bowen, N.L., 1958, Origine of granite in the lights of experimental studies in the system Na⁺AlSi₃O₈, SiO₂, KAlSi₃O₈, K₂O : Geol. Soc. Amer. Memoir, 74, 153 pp.
- Yamasaki, M., 1956, Petrogenetic significance of the K₂O/Na⁺O ratios of volcanic rocks of Fuji and Nasu volcanic zones in Japan : Jour. Geol. Soc. Japan, 62, 504-514.
- Yılmaz, H., 1977, Beğenler-Geçtin köylerinin kuzeybatı yöresi (Gördes) stratigrafik tektonik ve petrografik incelenmesi : Ege Üniv. Fen Fak. Derg., A, 1, 2, 143-169.
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi : İstanbul Yerbilimleri Derg., 1, 1-2, 33-52.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M., ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasında kuzey Anadolu fay zonunun Kuzey ve Güneyinde kalan Tektonik birliklerin jeolojik evrimi : İstanbul Yerbilimleri Der., 2, 3-4, 239-261.

Yazının Geliş Tarihi : 16.11.1982

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 18.6.1983

Yayıma Verildiği Tarih : 15.2.1984

Erzurum - Pasinler, Erzincan - Çayırılı, Kars - Tuzluca, Malatya - Hacılar stratigrafik açınınsama kuyularına ait örneklerin X- Işınları tekniği ile incelenmesi

Investigation of well samples taken from Erzurum-Pasinler, Erzincan-Çayırılı, Kars-Tuzluca and Malatya-Hacilar by X-ray diffraction technique

OSMAN YILMAZ, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl. Ankara.
MEHMET ŞENER, M.T.A. Genel Müdürlüğü, Petrol ve Jeotermal Enerji Dairesi, Ankara.

ÖZ : Bu çalışmada Doğu Anadolu'da açılan kuyulardan alınan örnekler üzerinde tümkayaç mineral parajenezleri» kil mineral parajenez ve yüzde dağılımları ile kalsit/dolomit oranları saptanarak bölgedeki olası petrol oluşumlarına ilişkin yorum getirilmeye çalışılmıştır.

İncelenen tüm örneklerde illit, ya çok az yada hiç bulunmamaktadır. Buna bağlı olarak illitin kristallik derecesine dayanarak gömülme diyajenezi hakkında bir yorum yapma olanağı yoktur.

Örnekler içerisinde yer alan kil mineralleri genellikle simektit, klorit ve kaolinittir. Bunların yanında az oranlarda illit, illit-simektit düzensiz karışık katlı kil minerali ve korensit belirlenmiştir.

Erzurum Pasinler havzasındaki Pasinler-2 ve 3 kuyularında bol miktarda bulunan simektit minerali bu bölgede organik maddenin olgunlaşmadığını göstermektedir.

Aynı biçimde, Erzincan-Çayırılı havzasında açılan Neftlik-1, 2, 3 ve 4 kuyularında bol miktarda simektit minerali bulunmaktadır. Bu kuyularda kesilen birimlerdeki organik madde petrole dönüşmemiştir.

Kars-Tuzluca havzasındaki Tuzluca-1 kuyusundan alınan örnekler üzerinde yapılan kil mineralojisi çalışmalarına göre bu kuyuda henüz diyajenezini tamamlamamış seviyelerde son bulmuştur.

Malatya-Darende havzasında açılan Hacılar-5, 6 ve 7 kuyularında daha önceden belirlenen bindirme bu çalışma ile de ortaya konmuştur. Bu kuyularda yapılan kalsit/dolomit yüzde belirleme çalışmaları verilerine göre hazne kaya olabilecek seviyelerin bulunduğu söylenebilir. Bu bölgede daha ayrıntılı çalışmalara yeniden başlanmalıdır ve ana kayanın ne olduğu belirlenmelidir.

ABSTRACT : This work is carried on samples taken from wildcats drilled in Eastern Anatolia. The following analyses have been done on these samples : whole rock paragenesis, clay mineral paragenesis and its distribution, and calcite/dolomite ratio- From these results we tried to interpret the origin of petroleum.

Illite is very rare or absent in all the investigated samples, so that we could not find the relationship between illite crystallinity index and burial diagenesis.

The most abundant clay minerals are smectite, chlorite and kaolinites. The minor minerals are illite, disordered illite-smectite mixed layer clay minerals and corrensit.

There are smectites in all the investigated samples of Pasinler-2 and 3 wildcat wells which are drilled in the Erzurum-Pasinler basin. These results show that organic maturation is not reached in these levels.

Similarly, there is smectite in all the investigated samples of Neftlik-1, 2, 3 and 4 wildcat wells which are drilled in the Erzincan-Çayırılı basin. These results also show that organic maturation is not reached in these levels.

The clay mineralogical composition of samples of Tuzluca-1 wildcat well which is drilled in Kars-Tuzluca basin shows that burial diagenesis is not completed in these levels-

Samples taken from Hacilar-5, 6, and 7 wildcat wells which are drilled in the Malatya-Darende basin show that there is a thrust fault in this area. This result is also confirmed by other geological investigations. There are possible levels of reservoir rocks in all the investigated drillholes as indicated by calcite/dolomite ratios-

GİRİŞ

İncelenen havzalar, Erzurum-Pasinler, Erzincan-Çayırılı, Kars-Tuzluca ve Malatya-Darende havzaları olup bu havzalarda açılan toplam 15 kuyudan aşağıdaki 10 adedinin karot ve kırıntıları incelenmiştir. (Şekil 1).

1. Erzurum-Pasinler havzası (Pasinler-2 ve 3 kuyuları)

2. Erzincan-Çayırılı havzası (Neftlik-1, 2, 3 ve 4 kuyuları)*

3. Kars-Tuzluca havzası (Tuzluca-1 kuyusu)

4. Malatya-Darende havzası (Hacilar-5, 6 ve 7 kuyuları).

Bu çalışmada adı geçen kuyulara ait 184 adet karot ve kırıntı örnekleri üzerinde tümkayaç mineral parajenez-

İeri, kil mineral parajenez vt yüzde dağılımları ile kalsit/dolomit oranları saptanarak olasü petrole ilişkin yorum getirilmeye çalışılmıştır.

GENEL JEOLJİ

Çalışma laboratuvar ağırlıklı olduğu için ele alınan havzaların jeolojik özellikleri özetlenerek verilmiştir. Erzurum-Pasinler Havzası

Havzanın yakın yöresinde Paleozoyik yaşlı temele ait yüzeylenmeler yoktur- Havza temelinde peridotit, gabro, dolerit, bazalt ve Üst Kretase yaşlı sedimanter kayaç blokları içeren ofiyolitli melanj bulunmaktadır. Bu birim üzerine uyumsuz olarak Eosen yaşlı genellikle detritik karakterli sedimanlar içeren Bulkasım formasyonu gelmektedir. Andezitik bir volkanizma ile son bulan Eosen yaşlı birimle, üzerine Oligosen yaşlı Ostracoda'nın şeyiller gelmektedir. Hidrokarbon kokulu bu birim üzerine Burdigaliyen yaşlı biyosparit ve biyomikritik kireçtaşlarından oluşan Haneşdüzü formasyonu ile kireçtaşı-marn ardalıncalı Mescitli formasyonu gelmektedir, Karbonatların hakim olduğu bu birim üzerine uyumsuz olarak Tortoniyen yaşlı Leda'lı marnlar gelmektedir. Bunları takiben alkali olivin bazaltlar ile traktitik lavlarla yanall geçişli, Messiniyen yaşlı Ketvan formasyonu izlemektedir. Konglomera, kumtaşı ve killi kayaçlardan oluşan bu birim üzerine uyumsuz olarak Üst Pannoniyen yaşlı Horasan formasyonu gelmektedir. Kumtaşı, ve marn içeren bu formasyon Kuarterner'e ait kaim bir alüvyonla örtülmektedir (Pelin ve diğ., 1980). Erzinean-Çayırh Havzası

Erzinean ilinin doğusunda yer alan havzada en yaşlı kayaçları Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları teşkil etmektedir. Bu kireçtaşları üzerine uyumsuz olarak Eosen yaşlı kumtaşı, konglomera, şeyi ardalıncalı tüfit ve kireçtaşı arakatlı birim gelmektedir. Havzada geniş yüzeylenmeler veren Miyosen yaşlı formasyonlar kısa mesafelerde

fasiyes değişikliği göstermektedir. Buna göre bu zaman aralığında Tercan, Vartik, Engice, Balıklı, Yayla ve Dumanlı formasyonları Burdigaliyen yaşlı olarak ayrılmışlardır. Bunların üzerine uyumsuz olarak Orta ve Üst Miyo-sen yaşlı kömür arabantları içeren konglomera, kumtaşı ve kiltası ardalıncalı Neftlik formasyonu gelmektedir. 1500 m kalınlığına sahip bu formasyon üzerinde Pliyo-sen yaşlı Aşağı Tolos formasyonu yer almaktadır. (Demirmen, 1965).

Kars-Tuzluca Havzası

S-S.C.B. sınırına yakın olan havzanın muhtemelen Üst Kretase yaşlı ofiyolitlik melanj teşkil etmektedir. Bu temel üzerine uyumsuz olarak Oligosen yaşlı Güngörmez formasyonu gelmektedir. Konglomera ve marnlardan oluşan bu birim üzerine uyumsuz olarak Üst Pannoniyen yaşlı Hadımlı formasyonu gelmektedir. Linyit arabantlı konglomera, kiltası ve kumtaşı ardalıncalımsından oluşan bu birim üzerine Üst Dasiyen yaşlı Türabi, Kağan, Kızılkaya ve Çinçavat formasyonları gelmektedir. Konglomera-kumtaşı ardalıncalı ile son bulan Pliyo-sen yaşlı seriler üzerine kiltası, jips ve tuz ardalıncalımsından oluşan Tuzluca formasyonu gelmektedir (Eşder, 1968).

Malatya-Darende Havzası

Malatya ilinin kuzeybatı kesiminde yer alan havzada Üst Permiyen yaşlı detritik kireçtaşları temeli oluşturmaktadır. Bu birim üzerine Üst Jura-Alt Kretase yaşlı masif kireçtaşları gelmektedir. Bu birimler üzerine bindirme ile gelen ofiyolitli seriyi takiben Senomaniyen yaşlı masif kireçtaşları ile bunların üzerine uyumsuz olarak gelen Kampaniyen yaşlı kalkarenit-marn-killi kireçtaşı ardalıncalı bulunmaktadır. Bu birimler üzerinde değişik noktalarda küçük mostralalar veren konglomera, kumtaşı içeren Paleosen yaşlı birim yer alır. Bu birim üzerine uyumsuz olarak Lü-tesiyen yaşlı kireçtaşı, kumtaşı ardalıncalı birim, onun-da üzerinde Neojen yaşlı kumtaşı, marn ve kireçtaşı ardalıncalı Gürün serisi ve gölsel kireçtaşları yer almaktadır (Akkuş, 1963).

ÇALIŞMA YÖNTEMİ

Örneklerin Alımı

Yukarıda değinilen bölgelerde açılan toplam 15 kuyudan 10 adedinden derlenen karot ve kırıntılar örneklerimizi teşkil etmektedir. Çalışmalarımızda kullanılan örnekler M.T-A. Genel Müdürlüğü Petrol ve Jeotermal Enerji Dairesi tarafından, laboratuvar olanakları ise Hacettepe Üniversitesi Yer Bilimleri Enstitüsü tarafından sağlanmıştır. Tüm kuyulardan alınan karot ve kırıntıların toplamı 184 adettir.

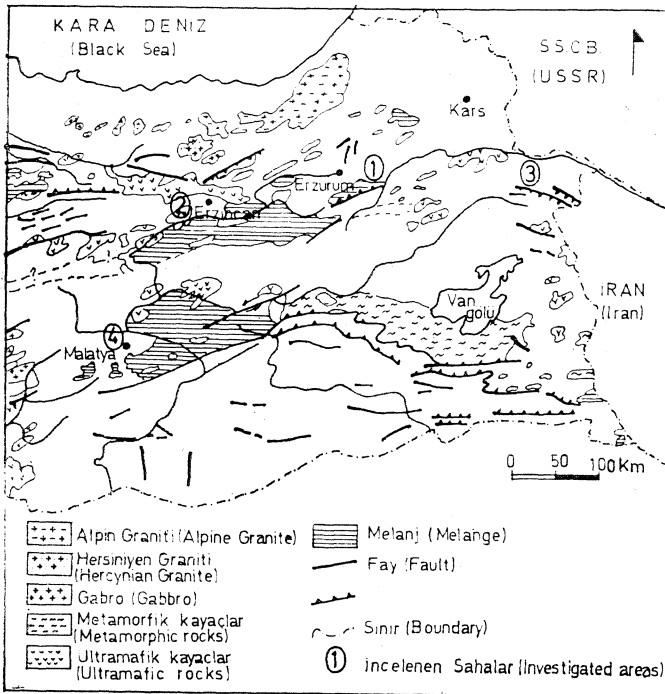
Öğütme

Alman örneklerin yaklaşık 30-50 g lık kısımları alınarak öğütücüde 30 sn öğütülmüştür. Toz hale getirilen örnek, torbalanarak X-ışınları difraktogrammin çekilebilmesi için hazır hale getirilmiştir.

Tümçayaç XRD Diyagramı Çekimi

Örneklerin mineral parajenezi belirlemelerinde X-ışınları kırınımı yöntemi kullanılmıştır. Philips-PW 1140/00 difraktometresi ile yapılan XRD diyagramı çekimleri, her defasında aşağıdaki koşulları sağlamak sureti ile gerçekleştirilmiştir :

CuK a ışması (X)	: 154 A°, Ni süzgeç,
Tüp akım ve gerilimi	: 18 mA-40Kv,
Duyarlık	: 4-10 ² -1.103
Goniometre (2®)	: 2°/dak.



Şekil 1. İnceleme sahalarını gösterir harita.
Figure 1. Location map of investigation areas.

bu şartlar altında yapılan XRD diyagramı çekiminden sonra* örneği oluşturan tümkayaç mineral parajenezleri saptanarak gerekli görülen örneklerden kil boyu mineral ayırma işlemine gidilmiştir.

Kil Boyunda Ayırma

Çalışmalar tartımlı yürütülerek, örnek içerisindeki karbonat ve karbonat dışı mineral yüzdeleri saptanmıştır (Şekil 2). Bu amaçla öğütülmüş toz örneğin 20 g lik kesimi % 10 luk HCl etkisine tabi tutularak karbonat mineralleri atılmıştır. HCl etkimesi olmayan karbonat dışı mineraller kurutulup tartılarak karbonat mineral yüzdeleri saptanır. Kurutulan örnek karıştırıcıda bir süre karıştırılarak santrifüj işlemine geçirilir. Bu işlem örnek süspansiyon hale gelene kadar en az üç kez tekrarlanır. Süspansiyon hale gelen örnek Stoke yasası uyarınca kil boyutundan daha büyük tanelerin çökmesi için gerekli olan 3 saat 20 dakika süresince çökmeye bırakılır. Çöken kesim kil boyu artık olarak torbalanır. Süspansiyon kesim tekrar santrifüjlenerek (4200 devir/dak. da 20 dak.) santrifüj gödelerinin tabanına çökelen örnek alınarak: kilboyu mineraller olarak 20 mikelik şişelere yerleştirilir. Birçok kez yapılan yıkama ve santrifüjlemeye karşın kararlı süspansiyon vermeyen örneklerde kil fraksiyonu ya çok azdır ya da hiç yoktur, bu tip örnek/örnekler atılabilir. Organik madde içeren örnekler, gerekli görülürse %10'luk H_2O_2 ile 60°C sıcaklıkta işleme tabi tutulabilir.

Plaketlerin Hazırlanması

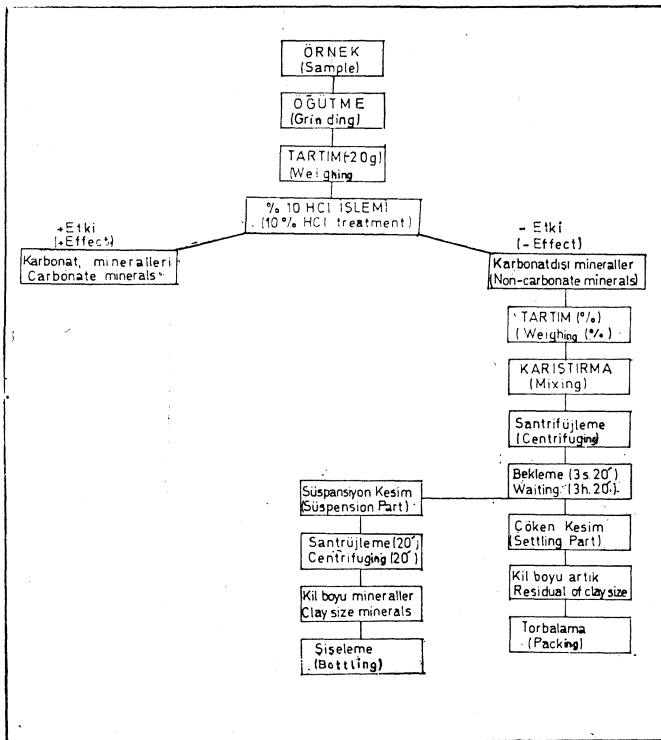
Kil boyu fraksiyonundaki kil minerallerini belirlemek için bir örneğin yönlenmiş üç preparatından itibaren normal (N-), etilen glikollü (G-) fırınlanmış (F-) ve hidra-

zinli (H-) olmak üzere dört ayrı çekim yapılır. Özellikle ince kesit lamaları üzerine düzenli olarak kil süspansiyonundan yaymak sureti ile hazırlanan preparatlar yeterli olmakla birlikte, deneysel hataları en aza indirmek ve aynı çekimlerden itibaren illit kristallik derecesini ölçebilmek amacı ile oluklu cam lameller kullanılmıştır. 3 cmx 4.5 cmx0.1 cm boyutlarındaki cam lamaların orta kısmın-

MİNERAL (Mineral)	7Å	10Å	12Å	14Å	17Å
KAOLİNİT (Kaolinite)	N G	H			
İLLİT (Illite)		T G N			
KLORİT (Chlorite)	N (002)				
SİMEKTİT (Mg ⁺⁺) (Smectite)		F		N	G
VERMİKÜLİT (Mg ⁺⁺) (Vermiculite)	N (002)	F		N G	
SEPIYOLİT (Sepiolite)		F	N G		
ATAPULJİT (Atapulgite)		N G			
10-14 _C			T G N		
10-14 _V		F	N G		
10-14 _S		F	N	G	
14 _C -14 _V			F	N G	
14 _S -14 _C			F	N G	
14 _S -14 _V		F		N G	

Şekil 3- Düzenli ve karışık katmanlı Mİ minerallerinin değerlendirme çizelgesi.

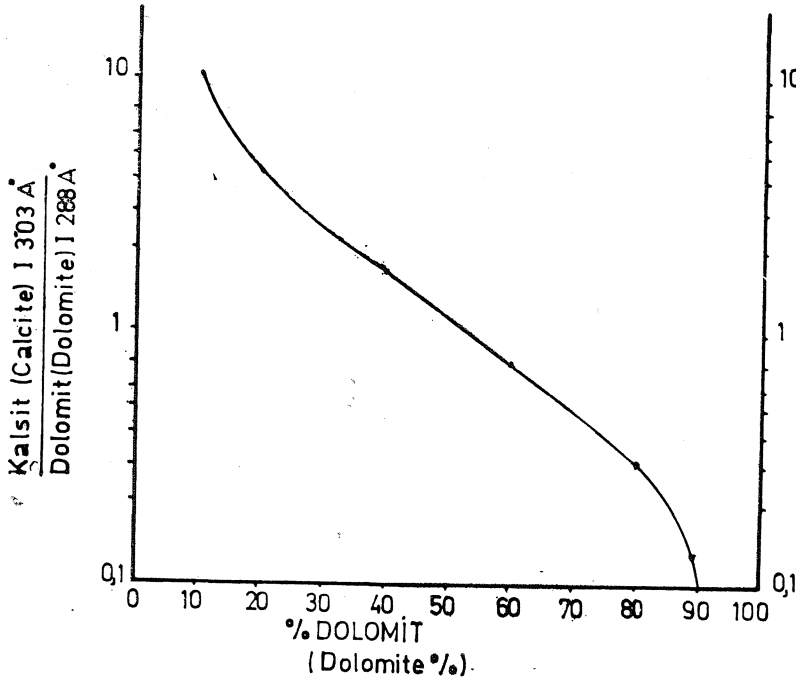
Figure 3. Diagram of regular and mixed-layer clay minerals determination.



Şekil 2. Kil Ayırma akım şeması.

Figure 2. Diagram of clay minerals separation.

da 1 cm x 3 cm x 50 mm boyutlarındaki oluk, Weber ve Larque'nin (1975) belirttiği gibi, kil minerallerinin yönlenmesini sağlamak amacı ile kil çamuru ile sıvanmıştır. N-difraktogramlar, açık havada kurutulmak sureti ile hazırlanan preparatlardan itibaren, 2θ : 3°-30° arasında; G-difraktogramlar, N-difraktogramları çekilmiş preparatların etilen glikol buharında en az bir gece bekletildikten sonra 2θ : 3°-18° arasında; F-difraktogramlar preparatlar 490°C de 4 saat fırınladıktan sonra 2θ : 3°-18° arasında ve H-difraktogramlar ise preparatlar hidrazin monohidrat buharında bir gece bekletildikten sonra 2θ : 3°-18° arasında yapılan çekimlerle elde edilir. Yönlenmiş preparatlara uygulanan bu işlemler kil minerallerinin



Şekil 4. Kalsit-dolomit oran diyagramı (Tennant ve Berger, 1957).

Figure 4. Diagram of calcite-dolomite ratio (Tennant and Berger, 1957).

(001) yansımalarında yer değiştirmeler ortaya çıkardığından N-, G-, F- ve H-difraktogramları karşılaştırmak sureti ile mineral türlerini belirleme olanağı vardır (Şekil 3).

Kalsit/Dolomit Oran Belirlemesi

İnceleme örneklerindeki dolomit minerali sistematik olarak XRD yöntemi ile aranmıştır. Özellikle %90-100 arasında karbonat minerali içeren örneklerde, Tennant ve Berger (1957) yöntemine göre kalsit/dolomit oranları aşağıdaki şekilde saptanmıştır (Şekil 4) :

%90-100 arasında karbonat minerali içeren örnekler için difraktogramlarda kalsitin 3.03°A luk piki ile dolomitin 2.88°A luk pik yükseklik oranları şekil 4 de verilen diyagram üzerinde oordinata yerleştirilerek, bu noktadan absise çizilen paralel doğrunun eğriyi kestiği noktadan absise inilen dikmenin ayğındaki değer dolomit yüzdesini vermektedir.

KUYULARIN İNCELENMESİ

Erzurum-Pasinler Havzası

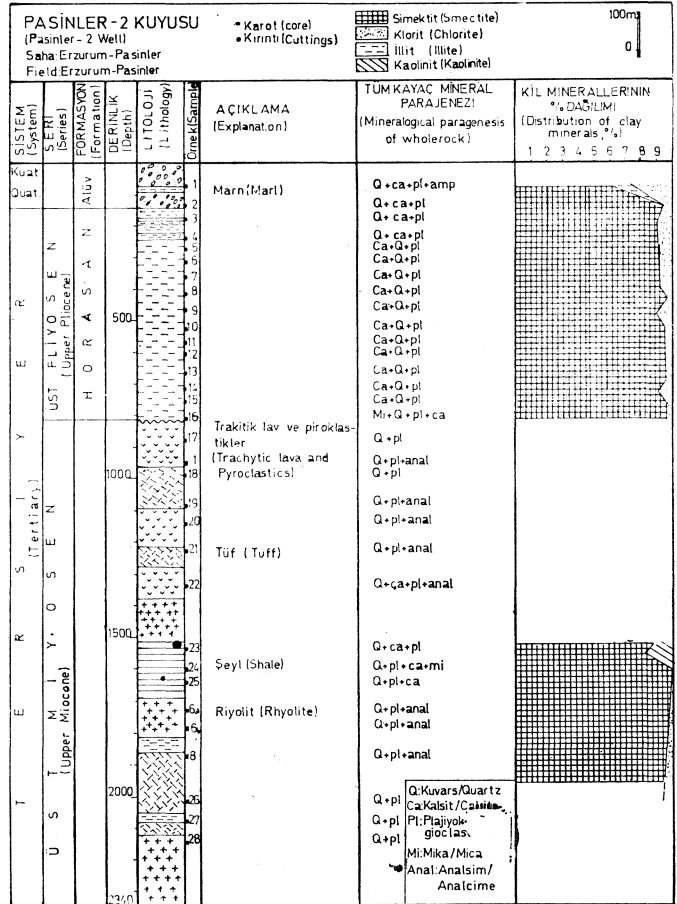
Bu havzada açılan Pasinler-L 2 ve 3 kuyularından, Pasinler-1 kuyusu gerek derinliğinin az oluşu ve gerekse diğer kuyularla litolojik benzerlik göstermesi nedeni ile incelenmemiştir.

Pasinler-2 Kuyusu : 2340-7 m derinliğe sahip bu kuyuya ait kuyu loğu ve inceleme sonuçları şekil 5'de görülmektedir. Şekilde yer alan litolojik sütunu Pelin (1970) den alınmıştır.

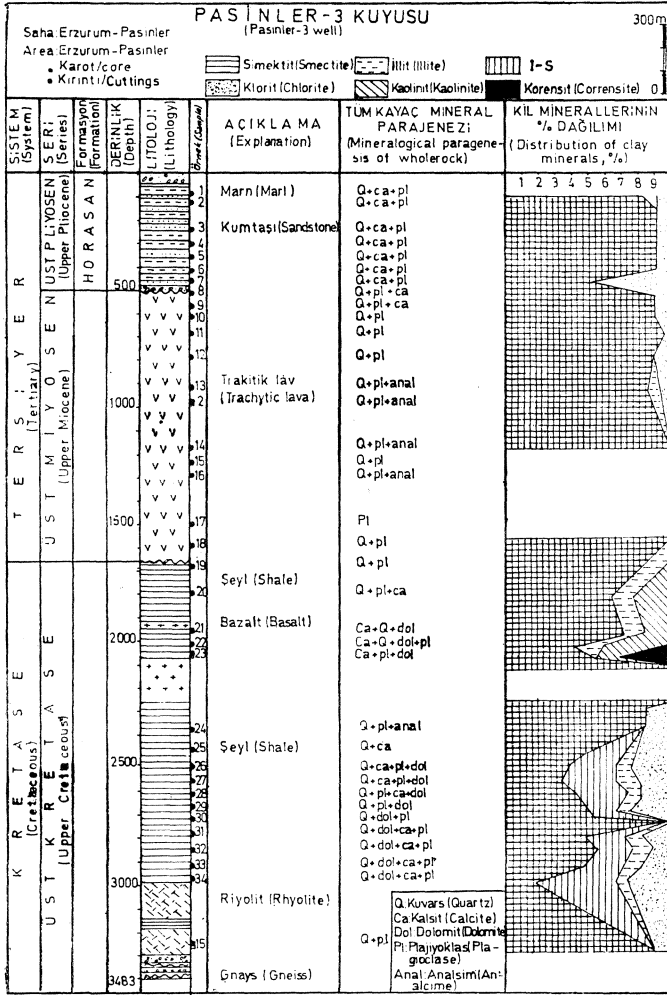
Yapılan tüm kayaç XRD çekimlerine göre, Horasan formasyonunda kuvars, kalsit ve plajiyoklas mineralleri, alt seviyelerde ise bunlara ilaveten analsim minerali belirlenmiştir.

Örnekler üzerine yapılan kil boyu mikromineralojik analizlere göre, kil minerallerinin bu kuyudaki dağılımları :

Simektit : İncelenen örneklerin tümünde yer alan bu mineral, 1700-1800 m leri arasında kaybolmakla birlikte 1800 m den sonra tekrar gözlenmektedir.



Şekil 5. Pasinler-2 kuyu loğu ve inceleme sonuçları.
Figure 5. Composite log of Pasinler-2 wildcat well and investigation results.



Şekil 6- Pasinler-3 kuyu loğu ve inceleme sonuçları.
Figure 6. Composite log of Pasinler-3 wildcat well and Investigation results.

Klorit : Mg-klorit karakterindeki bu mineral, simektit ile birlikte gözlenir. 1000-1600 m ler arasında bulunmayan mineral 1700 m den sonra tekrar gözlenmektedir.

İllit : Horasan formasyonu ile Üst Kretase yaşlı şeyllerde belirlenen illit eser oranlarda bulunmaktadır.

Bu minerallerin yanısıra az miktarda kaolinit ve atapuljit mineralleri de belirlenmiştir.

Pasinler-3 Kuyusu : 3480 m derinliğe ulaşan bu kuyuya ait kuyu loğu ve inceleme sonuçları şekil 6'da verilmiştir. Şekildeki litoloji sütunu Üngör (1970)'den alınmıştır.

Tüm kayaç mineral parajenezleri Pasinler-2 kuyusuna benzer olup, bu kuyunun 1900-2100 ve 2500-3100 m ler arasındaki dolomit mineraline rastlanmıştır.

Yapılan kil boyu mikromineralojik analizlere göre kil minerallerinin bu kuyudaki dağılımları :

Simektit : Örneklerin birkaçı hariç tümünde egemen mineraldir.

Klorit : Mg-klorit karakterindeki bu mineral simektit mineraline eşlik eder.

İllit : Eser miktarlarda belirlenen bu mineral genellikle simektit, klorit, illit parajenezi ile görülmektedir.

Bunlara ek olarak kaolinit ve atapuljit mineralleri ile 2000 m de korensit 2400 metreden sonraki seviyelerde ise illit-simektit karışık katmanlı kil minerali bulunmuştur.

Pasinler-2 ve 3 kuyularındaki kaolinit minerali ilk bakışta asidik volkanizma kökenli olduğunu, paleocoğrafik olarak kaynağa yakınlığı ve paleoklimatolojik olarak bol yağışlı bir ortamı belirlemektedir (Dunoyer de Segonzac, 1970).

Pelin, 1981'e göre Pasinler-3 kuyusunda kesilen Üst Kretase yaşlı Globotruncana'lı, koyu renkli, piritçe zengin kayalar makroskobik olarak tipik ana kaya fasiyesindedir. Vitrinit yansıması değerleri Pasinler-3 kuyusunun 1970-2096 m leri arasında olgun bir ana kaya varlığını gösteriyorsa da; bu seviyelerden alınan örnekler simektit, klorit, kaolinit ve korensit kil mineral parajenezini vermektedir. Bu parajenez içerisinde yer alan simektit tüm kuyu boyunca gözlenmekte ve bir dehidrasyon özelliği göstermemektedir. Bu durum kil minerallerinin volkanik kökenli olduğunu düşündürmektedir. Dolayısı ile ortamda yer alan organik maddeler kil minerallerinden ayrılmış değildir. Kanımızca bu seviyelerde gerçek bir ana kaya ve organik maddenin olgunlaşması bulunmamaktadır. Şekil 7'de görüldüğü gibi vitrinit yansıma değerleri ortalaması (Pelin, 1981), analitik olarak erken diyajenetik metan (biyojenetik metan) aşamasına karşılık gelmektedir (Teichmüller, M., and Teiehüller, R. 1979, Kübler, 1980).

Erzincan-Çayırılı Havzası

Havzada açılan Neftlik-1, 2, 3 ve 4 kuyuları örneklenerek incelenmiştir.

Neftlik-1 Kuyusu : Burdigaliyen yaşlı serilerde 1000 m derinliğe ulaşan bu kuyuya ait kuyu loğu ve inceleme sonuçları şekil 8'de verilmiştir. Şekildeki litoloji sütunu Bulut (1966)'dan alınmıştır.

Şekilde görüldüğü gibi XRD tekniği ile yapılan tüm kayaç analizleri ile; kalsit-kil minerali, kalsit, halit ve halitanhidrit mineral parajenezleri belirlenmiştir. Bulunan kil mineralleri ise şunlardır :

Simektit : Kuyu örneklerinin tümünde egemen mineraldir.

Klorit : Mg-klorit karakterinde olup yalnızca üç örnekte gözlenmemiştir.

İllit : 350 m den sonra eser oranda gözlenmektedir.

Bu minerallere ek olarak 1 no'lu örnekte I-S karışık katlı kil minerali belirlenmiştir.

Meftlik-2 Kuyusu : Burdigaliyen yaşlı birimlerde 1050 m derinliğe ulaşan kuyuya ait kuyu loğu ve inceleme sonuçları şekil 9'da verilmiştir. Şekildeki litoloji sütunu Akyol (1966)'dan alınmıştır.

Şekilde görüldüğü gibi tümkayaç mineral parajenezleri, kalsit-kuvars, anhidrit ve halit olarak belirlenmiştir.

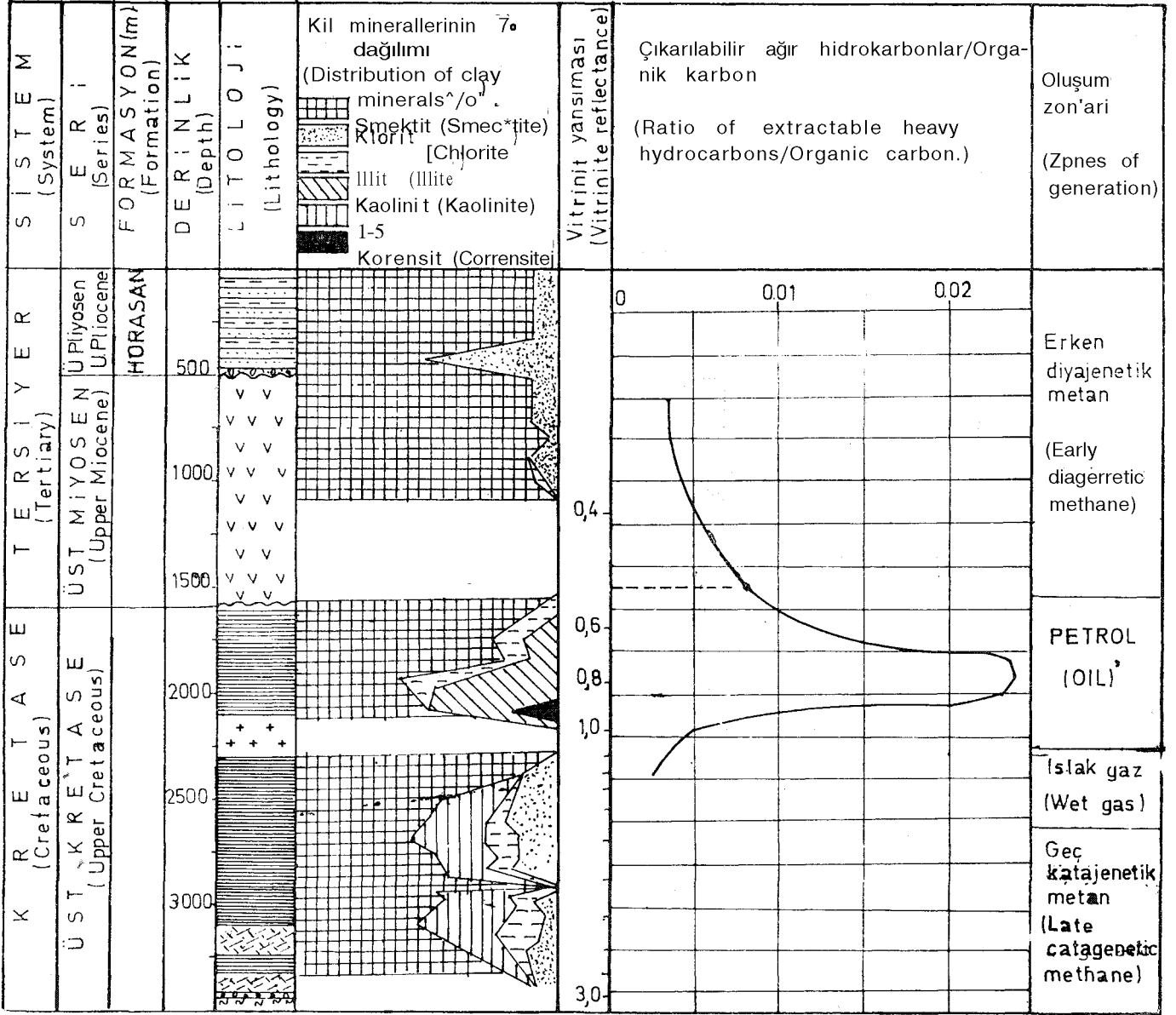
Simektit : örneklerin tümünde oransal egemenliği vardır.

Klorit : Mg-klorit karakterinde olup, 5 adet örnekte gözlenmemiştir.

İllit : Eser miktarda diğer minerallerle birlikte gözlenmektedir.

Meftlik-3 Kuyusu : Burdigaliyen yaşlı birimlerde, 1100 m derinliğe ulaşan kuyuya ait kuyu loğu ve inceleme sonuçları, şekil 10'da verilmiştir. Şekildeki litoloji sütunu Akyol (1966)'dan alınmıştır.

Şekilde görüldüğü gibi tümkayaç mineral parajenezleri; kuvars-plajiyoklas, kuvars-kalsit-plajiyoklas-kil minerali, jips-kalsit ve halit olarak belirlenmiştir.



Şekil 7. Pasinler-3 kuyusundaki kil minerallerinin dağılımları ve vitrinit yansımaları değerleri.

Figure 7. Distribution of clay minerals and vitrinite reflectance values of Pasinler-3 wildcat well.

Smeکتit : Tüm örneklerde egemen mineraldir.

Klorit : Mg-klorit karakterinde olup, 8 adet örnekte gözlenmiştir.

İllit : Eser oranlarda tüm örneklerde gözlenmiştir.

Neftlik-4 Kuyusu : Ponsiyen ve Burdigaliyen yaşlı birimlerde 2050 m derinliğe ulaşan kuyuya ait kuyu loğu ve inceleme sonuçları şekil 11'de verilmiştir. Şekilde görüldüğü gibi, tüm kayaç mineral parajenezleri; kuvars-kalsit-klorit, anhidrit-kalsit, kalsit-kuvars olarak belirlenmiştir.

Smeکتit : Tüm örneklerde gözlenmektedir.

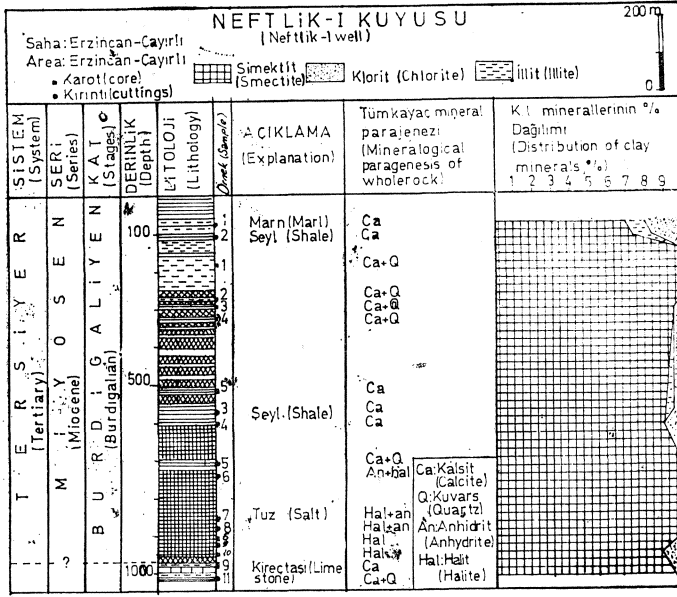
Klorit : Mg-klorit karakterinde olup tüm örneklerde gözlenmektedir.

İllit : Eser oranlarda tüm örneklerde saptanmıştır.

Yukarıda değinilen 4 kuyuda gözlemlendiği gibi evaporitik

kayaçların çökelimine elverişli ortamda kalın tuz yatakları oluşmuştur. Kuyu çalışmaları esnasında jips olarak nitelendirilen kayaçların tümü X-ışınları incelemelerinde anhidrit olarak belirlenmiştir. Ayrıca Neftlik-1 kuyusunun 1010 m den sonra karbonatlı serilere girmesi nedeni ile ayrı bir formasyona girildiği düşünülmektedir. Bu kuyularda belirlenen kil mineralleri, evaporitik kayaçlarla eş zamanlı oluşmuşlardır. Belirlenen kil mineralleri, detritik, neoformasyon ve transformable (ayrışmış) kökenlidirler.

Baysal ve Ataman (1980), Sivas-Zara sülfat serilerindeki kil minerallerinin detritik, neoformasyon ve transformable (ayrışmış) kökenli olduklarını ve evaporitik ortamda çökelindiklerini belirtmişlerdir. Yazarlar ayrıca kil minerallerinin karasal bozunma ve taşınma sonucu oluştuğunu



Şekil 8. Neftlik-1 kuyu loğu ve inceleme sonuçları.
Figure 8- Composite log of Neftlik-1 wildcat well and investigation results.

ve basende gömülmenin çok hızlı olduğunu belirtmişlerdir.

Paleocoğrafik ve stratigrafik olarak Baysal ve Ataman'ın çalışma sahasına benzerlik gösteren havzamızda belirlenen kil mineralleri ve kalın tuz yataklarının oluşumu ile sedimentasyonun süreçleri Sivas-Zara bölgesi ile benzerlik göstermektedir.

Kars-Tuzluca Havzası

Havzada Tuzluca ismi altında iki adet kuyu açılmıştır. Bunlardan Tuzluca-1 kuyusu örneklenerek incelenmiştir.

Tuzluca-1 Kuyusu : Pliyosen yaşlı birimlerde 2537 m derinliğe ulaşan kuyuya ait kuyu loğu ve inceleme sonuçları Şekil 12'de verilmiştir. Şekildeki litoloji sütunu Şenalp (1969)'dan alınmıştır.

Şekilde görüldüğü gibi tüm kayacın mineral parajenezleri; kuvars-kalsit-kil minerali, kuvars-kalsit-plajiyoklas-İdi minerali olarak belirlenmiştir.

Yapılan analizlere göre kil minerallerinin kuyudaki dağılımları :

Simektit : Tüm örneklerde egemen mineraldir.

Klorit : Simektit ile birlikte tüm örneklerde gözlenen mineral Mg-klorit karakterindedir.

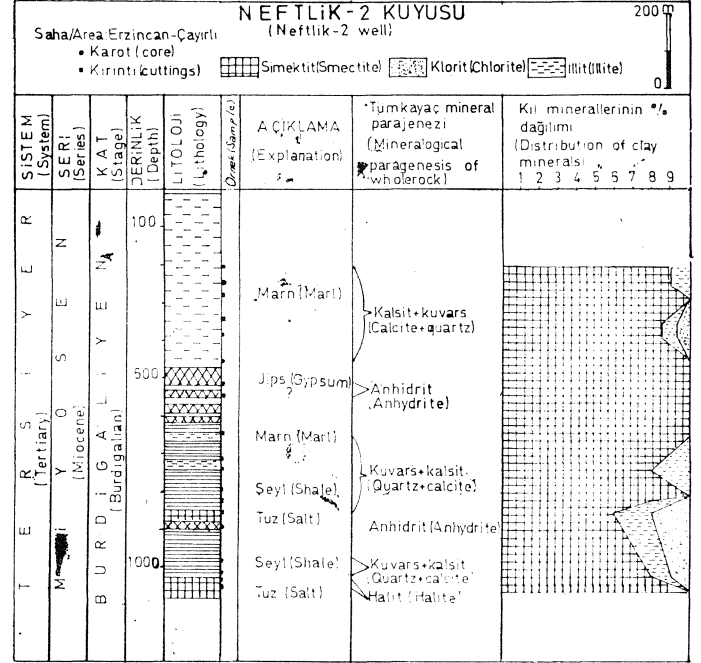
İllit : Eser oranlarda tüm örneklerde gözlenmiştir.

Yukarıda belirlenen bilgiler ışığında Tuzluca-1 kuyusu örneklerinde belirlenen simektit neoformasyon, klorit ve illit detritik kökenlidir.

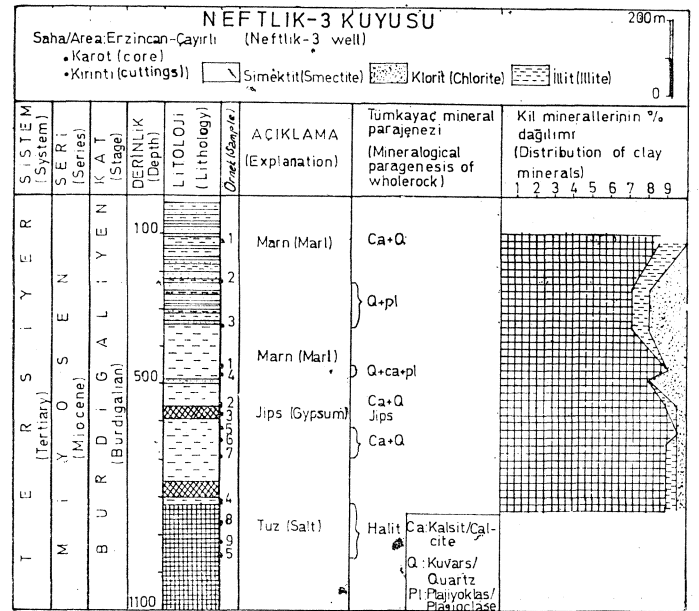
Malatya-Darende Havzası

Havzada Hacılar ismi altında 6 adet kuyu açılmıştır. Bu kuyuları temsilen Hacılar-5, 6 ve 7 kuyuları örneklenerek incelenmiştir.

Hacılar-5 Kuyusu : İncelenenler arasında en derin olan (4050 m) bu kuyuya ait kuyu loğu ve inceleme sonuçları Şekil 13'de verilmiştir. Şekildeki litoloji sütunu Pelin (1968)'den alınmıştır-



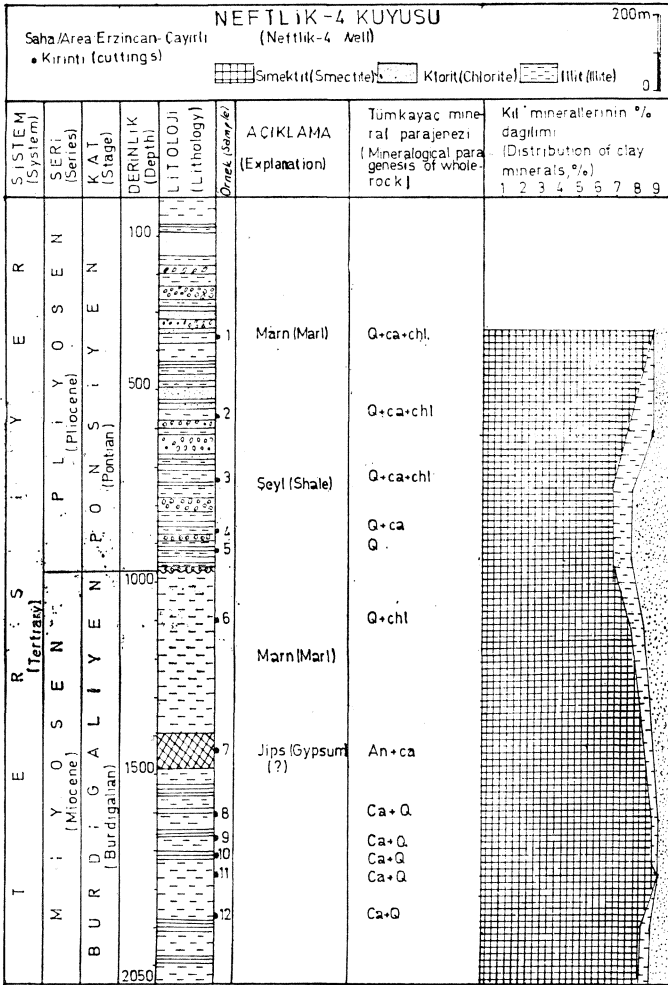
Şekil 9. Neftlik-2 kuyu loğu ve inceleme sonuçları.
Figure 9. Composite log of Neftlik-2 wildcat well and investigation results.



Şekil 10. Neftlik-3 kuyu loğu ve inceleme sonuçları.
Figure 10. Composite log of Neftlik-3 wildcat well and investigation results.

Yapılan tüm kayacın analizlerinde; kalsit-kuvars, kalsit, kalsit-dolomit, kalsit-kuvars-dolomit ve dolomit parajenezleri belirlenmiştir.

Çekilen X-ışınları difraktogramlarında Tennant ve Berger (1957) tekniği ile belirlenen kalsit ve dolomit yüzde



Şekil 11. Neftlik-4 kuyu logu ve inceleme sonuçları.
Figure 11. Composite log of Neftlik-4 wildcat well and investigation results.

değerleri, örneklerin kuyu logundaki konumları dikkate alınarak irdelenmiştir. Bu yöntemle belirlenen yüzde değerleri şekil 14 deki üçgen diyagramda değerlendirilerek, elde edilen kayaç isimleri şekil 13'deki litolojik açıklama sütununda verilmiştir.

Karbonatlı kayaçların hakim olduğu kuyudan alınan örneklerde kil boyu mineral ayırma işlemi 5 adet örnekte yapılabilmiş, ise % 10luk HCl etkisinde erimiştir. Bu örneklerde smektit, illit, klorit ve kaolinit kil mineral parajenezi belirlenmiştir*

Kuyuda yalnızca iki örnekte kaolinit minerali saptanabilmiştir. Bunlardan 3 nolu karot Liyas yaşlı birimle Türoniyen yaşlı birim arasındaki uyumsuzluk dokanağında yer almaktadır. 3800 m den alınan karot kuyu loguna göre Alt Jura yaşlı birimden alınmıştır. Bu örnekte belirlenen kaolinit minerali, örneğin liyas tabanındaki uyumsuzluk kontajından alındığını düşündürmektedir.

Hacılar-6 Kuyusu : 2858 m derinliğe sahip kuyuya ait kuyu logu ve inceleme sonuçları şekil 15'de verilmiştir. Şekildeki litoloji sütunu Özbudak (1970 a)'dan alınmıştır.

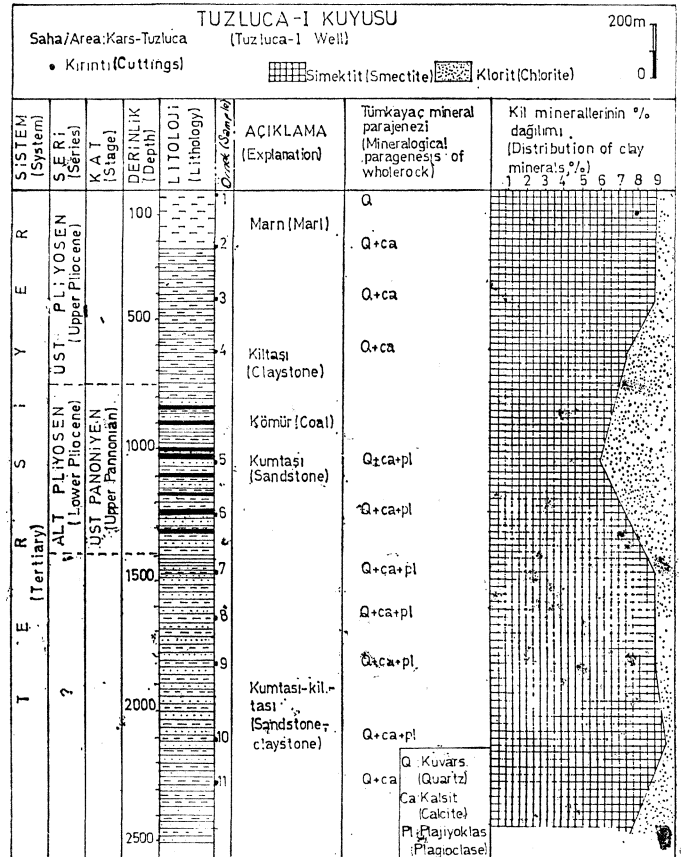
Şekilde görüldüğü gibi tüm kayaç mineral parajenezleri; kalsit-kuvars, kalsit-kuvars-dolomit, kalsit-kuvars-kil minerali-dolomit ve dolomit şeklindedir. Kalsit/dolomit oranlarına göre yapılan kayaç adlamaları litolojik açıklama sütununda verilmiştir.

Bu kuyudan alınan örneklerin yalnız 5 adedinde kil ayırma işlemi yapılarak smektit, klorit, illit ve kaolinit mineralleri saptanmıştır. Belirlenen kaolinit minerali uyumsuzluk yüzeylerinde bulunmaktadır.

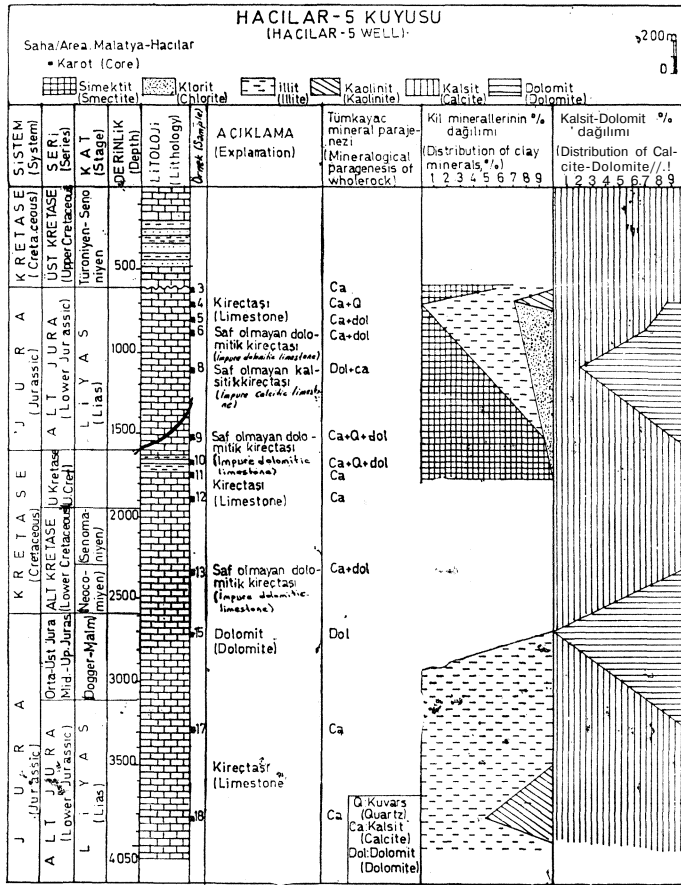
Hacılar-7 Kuyusu : 2450 m derinliğe ulaşan kuyuya ait kuyu logu ve inceleme sonuçları şekil 16'da verilmiştir. Şekildeki litoloji sütunu Özbudak (1970 b)'den alınmıştır. Şekilde görüldüğü gibi tüm kayaç mineral parajenezleri; kalsit, kalsit-kuvars, kalsit-kuvars-dolomit ve kalsit-dolomit şeklindedir. Kalsit/dolomit oranlarına göre yapılan kayaç adlamaları şekilde litoloji sütununda verilmiştir.

Kuyudan alınan örneklerin yalnız 6 adedinde kil mineral ayırma işlemi yapılarak; smektit, klorit, illit ve kaolinit mineralleri saptanmıştır. Belirlenen kaolinit minerali Liyas-Al t Kretase bindirme zonunda yer almaktadır.

Yukarıda verilen bilgiler ışığında bu havzada gelişen dolomitleşme, şekillerde de gözlendiği gibi Jura yaşlı kayaçlarda daha yaygındır. Bu kuyularda geçilen bindirme kuşağında dolomitleşme gözlenmemektedir. Belirlenen kil mineralleri genellikle detritik kökenli olup, karbonat çökeli-



Şekil 12. Tuzluca-1 kuyu logu ve inceleme sonuçları.
Figure 12. Composite log of Tuzluca-1 wildcat well and investigation results.



Şekil 13. Hacilar-5 kuyu loğu ve inceleme sonuçları.

Figure 13. Composite log of Hacilar-5 wildcat well and investigation results.

mi ile eş zamanlıdır. Belirlenen illit mineralinin pik yüksekliği uluslararası standartların (40 mm) altında kaldığı için ölçülememiş ve gömülme diyajenezine ilişkin yorum getirme olanağı bulunamamıştır.

SONUÇLAR

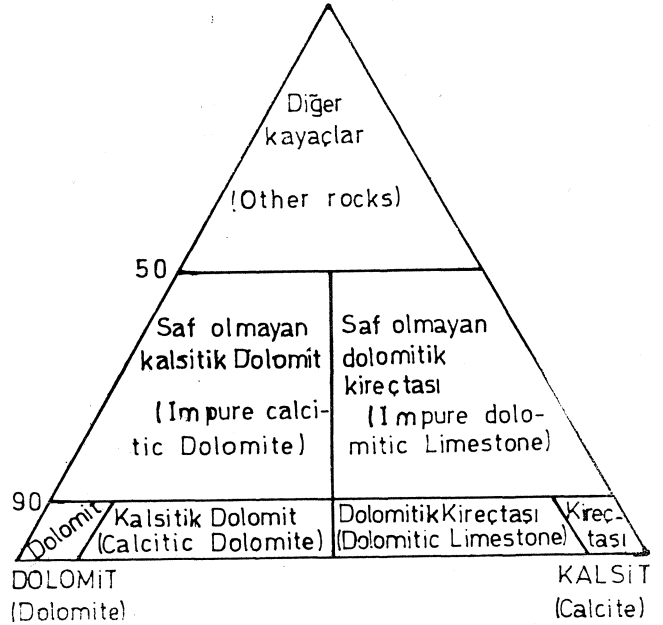
1. Erzurum-Pasinler havzasında açılan Pasinler-2 ve 3 kuyuları benzer formasyonları kesmişlerdir. Bu kuyularda yapılan analizlere göre bölgede organik olgunlaşmasını tamamlamış ana kaya bulunmamaktadır.

2. Erzincan-Çayırılı havzasında açılan Neftlik-L 2, 3 ve 4 kuyularında kesilen birimler henüz erken diyajenez safhasında bulunmaktadır.

3. Kars-Tuzluca havzasında açılan Tuzluca-1 kuyusu da benzer olarak erken diyajenez safhasındaki kayaları kesmiştir.

4. Malatya-Darende havzasında açılan Hacilar-5, 6 ve 7 kuyularında kesilen bindirme tüm analizleri etkilemiştir.

5. Yapılan X-ışınları analizlerine paralel olarak adı geçen kuyulara ait örnekler üzerinde vitrinit yansıma analizleri yapılarak sahaların olası petrol potansiyelleri tam olarak ortaya konulabilir.

Diğer Mineraller
(Other Minerals)

Şekil 14. Karbonat kayalarının mineralojik bileşimlerine göre sınıflandırılması (Leighton ve Pendexter, 1962).

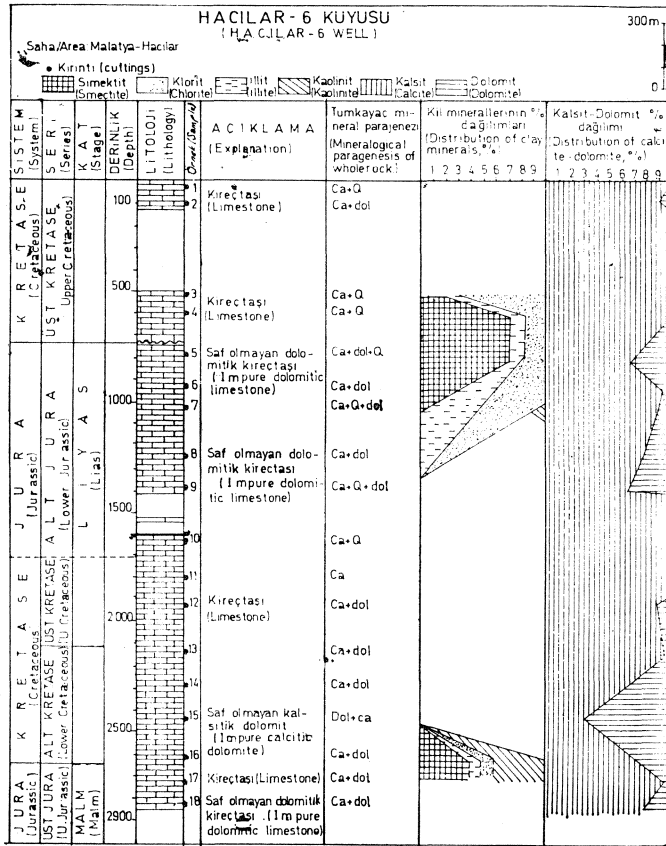
Figure 14. Classification of carbonate rocks according to the calcite/dolomite ratio (Leighton and Pendexter, 1962).

KATKI BELİRLEME

Bu çalışmaya olumlu katkıları ile yardımcı olan Prof. Dr. Gürol Ataman başta olmak üzere, Dr. M. Fahri Akkuş, Doç. Dr. Güner Ünal ve Jeo. Yük. Müh. Abdullah Gedik'e (M.T.A.) teşekkürü bir borç biliriz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, M.F., 1963, Gürün bölgesinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA Rap. No: 4063. Yayımlanmamış
- Akyol, Z., 1966, Neftlik-2 kuyu bitirme raporu. MTA. Rap. No: 4387. Yayımlanmamış
- Akyol, Z., 1968, Neftlik-3 kuyu bitirme raporu. MTA. Rap. No: 4388. Yayımlanmamış
- Baysal, O. ve Ataman, G., 1980, Sedimentology, mineralogy and geochemistry of a sulfate series (Sivas-Turkey). Sedimentary Geology, 25 (1980) 67-81.
- Bulut, C., 1966, Çayırılı-Neftlik-1 kuyu bitirme raporu. MTA Rap. No: 4386. Yayımlanmamış
- Demirmen, F., 1965, Çayırılı ilçesi (Erzincan civarı) genel jeolojisi ve petrol olanakları. MTA Hap. No: 4845. Yayımlanmamış
- Dunoyer de Segonzac, 1970, The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism. A review. Sedimentology, 15, 281-346.



Şekil 15. Hacilar-6 kuyu logu ve inceleme sonuçları.
Figure 15. Composite log of Hacilar-6 wildcat well and investigation results.

Eşder, T., 1968, Orta Araş depresyon bölgesinin 1/25000 ölçekli detay petrol etüdü raporu. MTA Rap- No: 4243. Yayımlanmamış

Kübler, B., 1980, Les premiers stades de la diagenesis organique et de la diagenese Minerale, une tentative D'equivalence. Notes. Inst. Geol. Univ. Nechatel, 25 P-

Leighton, M-W and Pendexter, C-, 1962, Carbonate rock types. Amer. Assoc Petroleum Geol. Mem. I. p. 33-61.

özbudak, N., 1970 a, Hacilar-6 kuyu bitirme raporu, MTA Rap. No : 4834. Yayımlanmamış

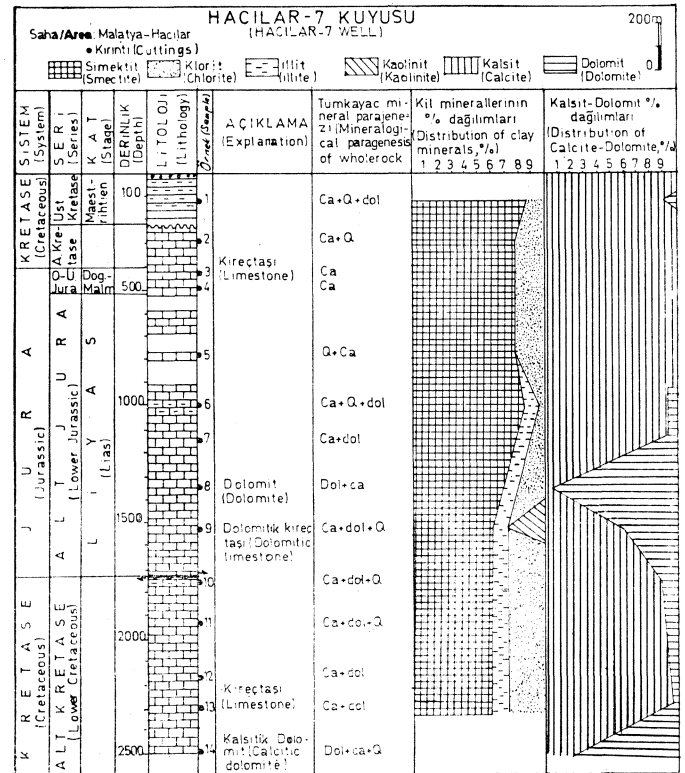
özbudak, N., 1970 b, Hacilar-7 kuyu bitirme raporu, MTA Rap. Kodlanmamış.

Pelin, S., 1970, Darende, Hacilar-5 kuyu bitirme raporu-MTA Rap. Kodlanmamış.

Pelin, S-, 1970, Pasinler-2 kuyu bitirme raporu. MTA Rap. No: 4532. Yayımlanmamış

Pelin, S., Özsayar, T., Gedik, İ., Tokel, S-, 1980, Pasinler (Erzurum) havzasının petrol olanakları yönünder jeolojik incelemesi. MTA Rap. Yayımlanmamış

Pelin, S-, 1981, Pasinler (Erzurum) havzasında ana kay.



Şekil 16. Hacilar-7 kuyu logu ve inceleme sonuçları.
Figure 16. Composite log of Hacilar-7 wildcat well and investigation results.

özelliklerinin ve petrol oluşumunun açıklanması-K.T.Ü. Yerbilimleri dergisi, Jeoloji, c. 1, s. , 127-143.

Şen&lp, M-, 1969, Tuzluca-1 kuyu bitirme raporu. MTA Rap. No : 4456. Yayımlanmamış

Teichmuller, M. and Teichmuller, R., 1979, Diagenesis of coal- In diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Edited by Larsen, G. and Chilingar, G-V-, 1979 Elsevier, Developments in Sedimentology.

Tennant, CB. and Berger, R.W-, 1957, X-ray determination of the dolomite-calcite ratio of a carbonate rock. Am. Min-, 42, p. 23-29-

Üngör, A., 1970, Pasinler-3 kuyu bitirme raporu. MTA Rap. No : 4823- Yayımlanmamış

Weber-P, et Larque-, 1975, Technique de preparation des mineraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons. X.CN-R-S.

Yazının Geliş Tarihi : 237.1983

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 204.1984

Fayıma Verildiği Tarihi : 66.1984

Scandonea de castro (1971) nin Paleosen'deki varlığı hakkında

On the occurrence of scandonea de castro (1971) in paleocene

ENGİN MERİÇ, İTÜ. Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Maçka - İstanbul.

ÖZ : 1971 de DE CASTRO tarafından İtalyada bulunan ve Miliolidae familyasının bir cinsi olduğu belirtilen Scandonea cinsinin yaş konağı Turoniyen-Maestrihtiyen zaman aralığıdır. Bu cinse ait türlerin Batı Anadolu (Bornova-İzmir) ile güney Anadolu'da Toroslarm muhtelif kesimlerinde (Sultan dağları, Bey dağları, Geyik dağı, Korudağ) yüzeylenen Üst Kretase yaşlı çökeller içinde bulunduğu yayınlardan ve yayınlanmamış araştırmalardan bilinmektedir. Orta Anadolu'da (Haymana-Ankara) ise söz konusu organizmaya Paleosen yaşlı Çaldağ Kireçtaşının stratigrafik olarak çeşitli düzeylerinde rastlanılmıştır. Kretase yaşlı fertlerden boyutça daha küçük ve yassı olan bu örnekler Monsiyen'de Laffitteina Mbensis MARIE, Miliolidae ve alglerden Parachaetetes asvapatii "FIA, Tanesiyen'de ise Lacazina sp., Operculina sp. Bolkarina aksarayı SİREL, Keramosphaera sp., Kathina sp., Planorbolina cretae (MARSSON), Miliolidae ve alglerden Parachaetetes asvapatii PIA ile birlikte bulunurlar.

ABSTRACT : The age-span of the genus Scandonea which was originally found in Italy by DE CASTRO in 1971 as an individual of Miliolidae, is Turonian-Maestrihtian. It is known, from the publications and unpublished researches that various species of this genus are found in the Upper Cretaceous sediments exposed in various parts of Taurids (Sultan dağları, Bey dağları, Geyik dağı, Korudağ) and in Western Anatolia (Bornova-İzmir).

In Central Anatolia (Haymana-Ankara) however, the mentioned organism is found in various different stratigraphic levels of Paleocene aged Çaldağ Limestone. These specimens which are smaller and flattened compared to the Upper Cretaceous forms, are found together with Laffitteina Mbensis MARIE, Miliolidae and Parachaetetes asvapatii PIA in Montian and Lacazina sp., Operculina sp., Bolkarina aksarayı SİREL, Keramosphaera sp., Kathina sp., Planorbolina cretae (MARSSON), Miliolidae and Parachaetetes asvapatii PIA in Thanetian.

GİRİŞ

İlk kez İtalya'da DE CASTRO (1971) tarafından Miliolidae familyasının yeni bir cinsi olarak tanımlanmış olan Scandonea cinsi; ilki Üst Kretase (Turoniyen-Senoniyen) yaşlı S. samnitica DE CASTRO (1971), ikincisi ise, yine Üst Kretase (Kampaniyen-Maestrihtiyen) yaşlı S. mediterranea DE CASTRO (1974) olan iki türe sahiptir. Bu iki türden S. samnitica DE CASTRO'ya Orta Anadolu'nun Haymana (Şek. 1) kesiminde Paleosen yaşlı Çaldağ Kireçtaşının farklı stratigrafik düzeylerinde rastlanılmıştır.

PALEONTOLOJİK İNCELEME

Haymana kuzeybatısında, Ahırılıkuyu köyü güneyinde ve Çaldağda ölçülen üç kesit (Şek. 2; Ç₁₉, Ç₂, Ç₃) ile Haymana güneybatısında yer alan Soğulca köyü güneyinde ölçülen kesitte (Şek. 2; Sc), Haymana ve Beyobası formasyonları üzerine gelen Çaldağ Kireçtaşının farklı seviyelerinden alınan örneklerde Paleosen'i simgeleyen zengin bir mikrofauna bulunmaktadır.

Çaldağ-I (Ç₁) kesitinde, Haymana ve Beyobası formasyonları üzerine gelen Çaldağ Kireçtaşının alt seviyelerinde Laffitteina Mbensis MARIE'in varlığı gözlenir. Tabandan itibaren 90 ncı metrede ortaya çıkan bu organizma 270 metreye kadar varlığını sürdürür. Bol Miliolidae

ile birlikte gözlenen Laffitteina Mbensis MARIE ile 180-248 metreler arasında, oldukça bol olarak, Scandonea samnitica DE CASTRO'ya rastlanılır. 270-790 metreler arasında da Rotaliidae, Textulariidae, Miliolidae, Rotaliidae kavimleri ile alg (Parachaetetes asvapatii PIA) bryozoenleri, mercan, gastropod ve mollusk kavimleri parçaları gözlenir. (MERİÇ ve GÖRÜR, 1980). 790 metreden sonra ise Lacazina sp., operculina sp., Bolkarina aksarayı SİREL, Keramosphaera sp., Kathina sp., Planorbolina cretae (MARSSON), Miliolidae, algler (Parachaetetes asvapatii PIA) ve Scandonea samnitica DE CASTRO bulunmaktadır.

Çaldağ - II (Ç₂) kesiti, Çaldağ -Fe büyük bir benzerlik gösterir. Tabandan 180 metreye kadar Miliolidaeeler dışında tipik bir organizma gözlenmemiştir. 180-405 metreler arasında bol Laffitteina Mbensis MARIE, Miliolidae ve algler (Parachaetetes asvapatii PIA ile Scandonea samnitica DE CASTRO saptanmıştır. Daha üst seviyelerde kireçtaşı yine bol Miliolidae ile Scandonea samnitica DE CASTRO içermektedir.

Çaldağ-III (Ç₃) kesiti'nde faunal içerik yönünden Çaldağ-II kesitine benzer özellikler taşır. Tabandan 27 metre sonra ortaya çıkan Laffitteina Mbensis MARIE ile birlikte yine Scandonea samnitica DE CASTRO, algler (Pa-

rachetetes asvapatii PIA) ve bol Miliolidae izlenir. Bu topluluk 207 noi metreye kadar benzer şekilde devam eder. Daha üst seviyelerde ise Miliolidae dışında tipik bir organizma bulunmaz.

Soğulca kesitinde (Sc) ise, taban seviyesinden itibaren ilk 102 metrede Laffitteina bibensis MARIE, Scandonea samnitica DE CASTRO ve bol Miliolidae gözlenmektedir. Üst seviyelerde Miliolidae'le, ile birlikte Parachaetetes asvapatii PIA bulunmaktadır.

Yukarıdaki verilerin ışığı altında bölgede Paleosen zaman aralığı içinde Laffitteina bibensis MARIE'in bir zon oluşturduğu (Şek- 2) ve bu zonda bol miktarda bulunan Scandonea samnitica DE CASTRO'nun yaş konağının böylece Monsiyen'e kadar çıktığı açıktır.

Çaldağda ölçülen d ve Ç, kesitlerinde ise, farklı bir durum görülür. Şöyleki; Ç, kesitinde 790 metreden sonra alınan örneklerde Scandonea samnitica DE CASTRO Tanesiyen'i simgeleyen diğer tipik foraminiferlerle birlikte bulunmaktadır (Lacazina türleri ile Bolkarina aksarayı

SİREL'nin Türkiye'deki yaş konağı Tanesiyen olarak belirlenmiştir; SİREL, (1981). Ç₂ kesitinde ise, 405 metreden sonra Laffitteina bibensis MARIE yok olmakta, fakat, onunla birlikte izlenen Scandonea samnitica DE CASTRO bol Miliolidae ile birlikte varlığını sürdürmektedir. Fakat, Laffitteina bibensis MARIE'in bulunmadığı üst seviyelerde Tanesiyen'i gösterebilecek herhangi bir foraminifer bulunmamaktadır, ve bu nedenle, Ç, kesitinde Çaldağ Kireçtaşının üst seviyeleri için kesin bir yaş verilememiştir.

Çaldağ Kireçtaşlarında gözlenen Scandonea samnitica DE CASTRO fertlerinin Turoniyen-Senoniyen yaşlı olanlardan boyutça daha küçük ve daha yassı tipler olması önemli bir diğer özelliktir.

SONUÇLAR

Günümüze kadar, kuzey Akdeniz bölgesinde Üst Kretase'yi (Turoniyen-Senoniyen) simgeleyen bir bentik foraminifer olarak bilinen, Türkiye'de Batı Anadolu (Bornova-İzmir) (ÖZER ve IRTEM, 1982) ve yazarın kendi tayin ettiği gibi Güney Anadolu'da Toroslarm çeşitli kesimlerinde (Sultan dağları, Bey dağları, Geyik dağı, Korudağ) Üst Kretase tortulları içinde stratigrafik yayılımını olan Scandonea samnitica DE CASTRO'nun stratigrafik yayılımının Üst Paleosen'e kadar çıktığı, Laffitteina bibensis MARIE ile Monsiyen'de ve Bolkarina aksarayı SİREL ile Tanesiyen'de bulunduğu bu çalışma ile kanıtlanmıştır. Böylece, adı geçen türün stratigrafik yayılımının Üst Kretase (Turoniyen) - Paleosen (Tanesiyen) olması gereklidir.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışmanın gerçekleşmesini sağlayan Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığına özellikle teşekkür eder. Ayrıca, bu konuda yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Piero DE CASTRO (Napoli Üniversitesi) ile Doç. Dr. Naci GÖRÜR'e (I.T.Ü.) teşekkürü bir borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

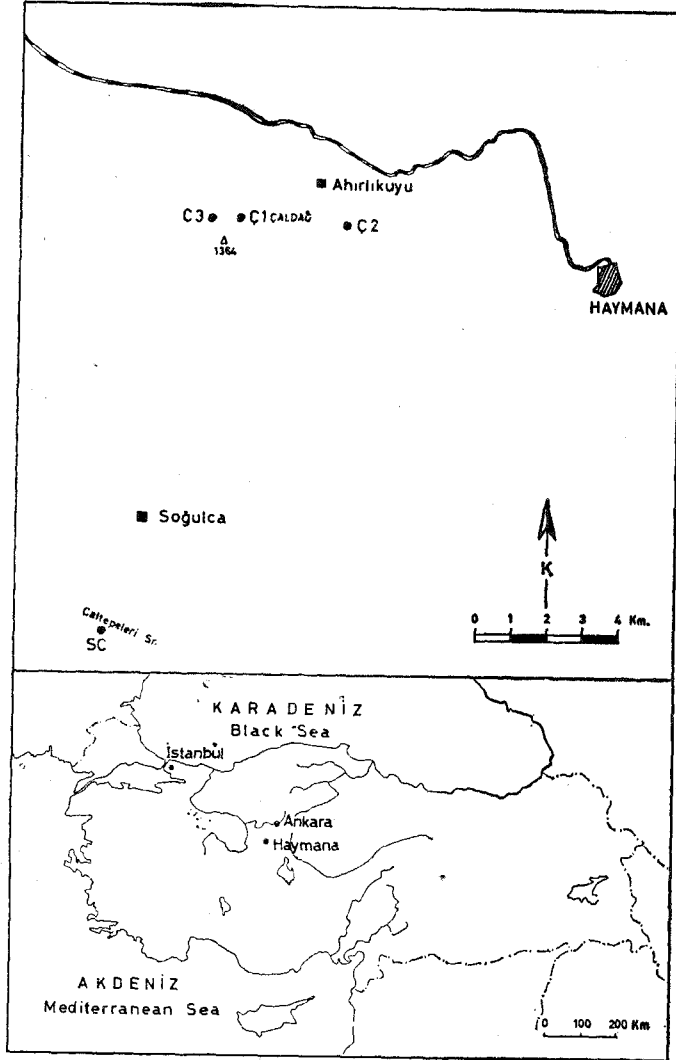
De Castro, P., 1971, Osservazioni su Raadshoovenia Van Den Bold a i suoi rapporti col nuovo genere Scandonea (Foraminiferida, Miliolacea) : Istituto di Paleontologia Delia Università di Napoli- Pubblicazione No: 42. 1-78. 1-17.

De Castro, P., 1974, Su alcune nuove miliolidi del Senoniano del Mediterraneo : Istituto di Paleontologia Delia Università di Napoli- Pubblicazione No : 54, 1-19, 1-5.

Meriç, E. ve Görür, N-, 1980, Haymana-Polatlı Havzasındaki Çaldağ Kireçtaşının yaş konağı : M.T.A. Enstitüsü Dergisi, No : 93-94,137-141.

Özer, S. ve İrtem, O-, 1982, Işıklar-Altındağ (Bornova-İzmir alanı) Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25 (1), 41-48,1-2.

Sirel, E., 1981, Bolkarina, new genus (Foraminiferida) and some associated species from the Thanetian limestone (Central Turkey) : Eclogae Geol. Helv., 74 (1), 75-95, 1-5.

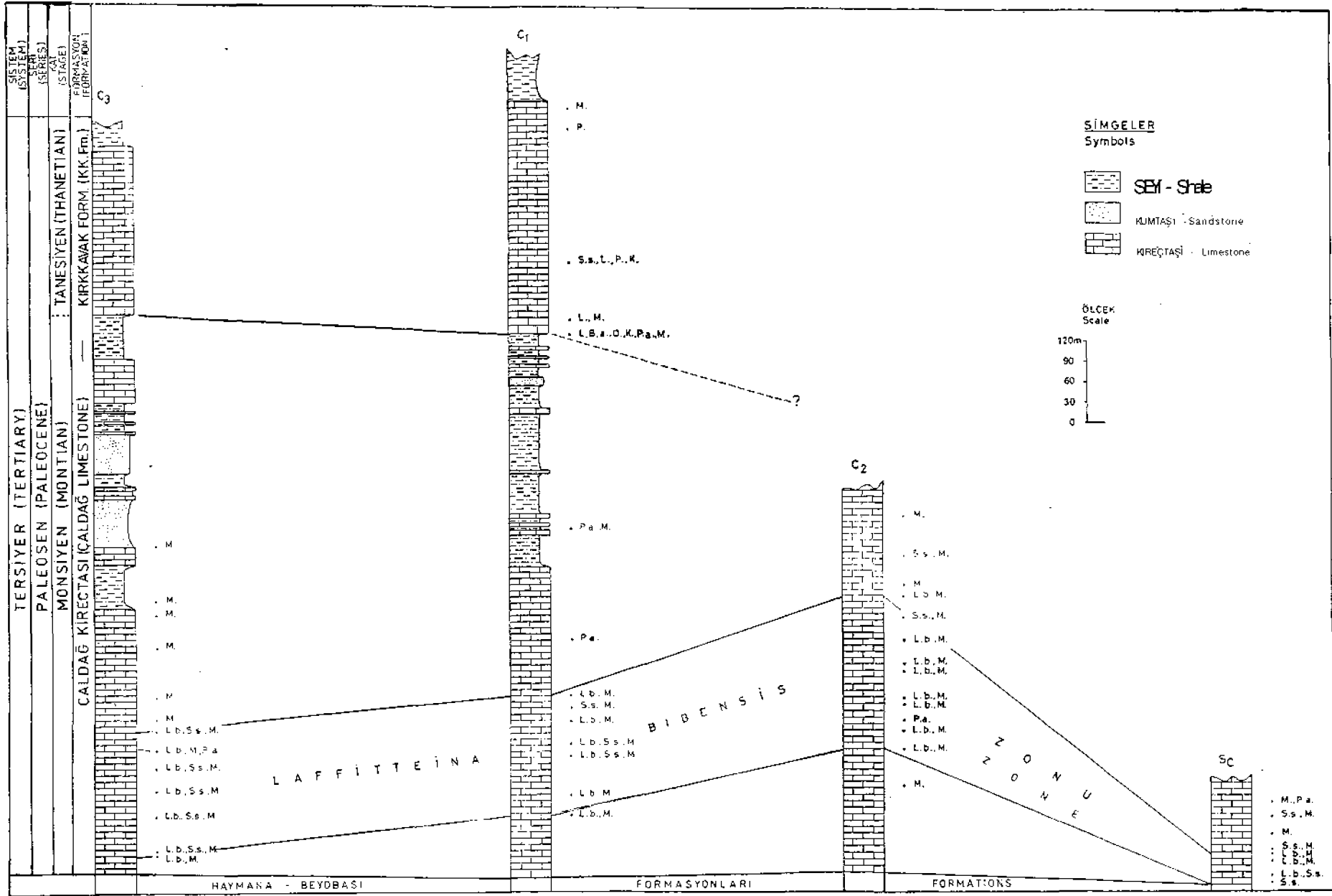


Şekil 1. Yer buldum haritası.
Figure 1. Location map.

Yazının Geliş Tarihi : 28.1.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 195.1984

Yayına Verildiği Tarih : 16.1984



Şekil 2. Çaldağ Kireçtaşının dikme kesitleri.

Figure 2. Stratigraphical sections of Çaldağ Limestone. L. b. Laffitteina bibensis MARIE, S. s. Scandonea samnitica DE CASTRO, B. a. Bolkarina aksarayi SIREL, P. Planurbulina cretala (MARSSON), L. lacazina sp., K. Kathina sp., O. Operculina sp., M. Milfolidae, P. a. Parachaetetes asvatli PIA.

LEVHA I

Scandonea samnitica DE CASTRO

- Şekil 1. İlk locadan geçen eğik boyuna kesit, Ç-II, x 70, Laffitteina bibensis zonu, Paleosen (Monsiyen).
- Şekil 2- İlk locayı gösteren eğik boyuna kesit, Ç-II, x 78, Laffitteina bibensis zonu, Paleosen (Monsiyen).
- Şekil 3-6- İlk locadan geçen eğik boyuna kesitler. 3, Ç-II, x 89; 4, Ç-I, x 115; 5, Ç-II, x 72; 6, Ç-H, x 93, Laffitteina bibensis zonu, Paleosen (Monsiyen).

PLATE I

Scandonea samnitica DE CASTRO

- Figure 1, Oblique longitudinal section through the first chamber, Ç-II, x 70, Laffitteina bibensis zone, Paleocene (Montian).
- Figure 2. Oblique longitudinal section showing the first chamber. Ç-II, x 78, Laffitteina bibensis zone, Paleocene (Montian).
- Figure 3-6- Oblique longitudinal sections through the first chamber, 3, Ç-II, x 89; 4, Ç-I, x 115; 5, Ç-II, x 72; 6, Ç-II x 93, Laffitteina bibensis zone, Paleocene (Montian).



1



2



3



4



5



6

LEVHA II

Scandonea samnitica DE CASTRO

- Şekil 12- İlk locadan geçen eğik boyuna kesitler, I, Ç-II, x 100; 2, Ç-II, x 75, Laffitteina bibensis zonu, Paleosen (Monsiyen).
- Şekil 3. İlk locayı gösteren kesit, Soğulea, x 75, Laffitteina bibensis zonu, Paleosen (Monsiyen).
- Şekil 4-6. Locaların tek sıralı gelişimi gösteren tanjansiyal kesitler, 4, Ç-II, x 66; 5 ve 6, Soğulca, x 63, Laffitteina bibensis zonu, Paleosen (Monsiyen).

PLATE II

Scandonea samnitica DE CASTRO

- Figure 1-2. Oblique longitudinal section through the first chamber, 1, Ç-II, x 100; 2, Ç-II, x 75, Laffitteina bibensis zone, Paieocene (Montian).
- Figure 3. Section showing the first chamber, Soğulca, x 75, Laffitteina bibensis zone, Paieocene (Montian).
- Figure 4-6. Tangential sections showing the uniserial development of the chambers. 4, Ç-II, x 66; 5 and 6, Soğulca, x 63, Laffitteina bibensis zone, Paieocene (Montian).



1



2



3



4



5



6

Ahmetler- Üşümüş (Manisa) dolayında Menderes Masifi metamorfitlelerinin jeolojik ve Petrografik incelenmesi ve distenli pegmatoidlerin oluşumu

The geological and petrographical investigation of the metamorphic rocks of Menderes Massif in the vicinity of Ahmetler - Üşümüş (Manisa) and the formation of kyanite pegmatoids

OSMAN CANDAN Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir.

ÖZCAN DORA Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü- İzmir.

ÖZ : Çalışma bölgesindeki kayalar; Menderes Masifi'ne ait metamorfitle ve bunları üstleyen Neojen yaşlı sedimentler, volkanosedimentler ve volkanitlerden oluşmaktadır. Metamorfitleler ince taneli sillimanitli gnays birimi, sillimanit-granat mika şist/sillimanit-disten-granat şist ardalanmalı birim, muskovit-kuvars şist arakatmanlı sillimanit-disten-staurolit-granat şist birimi, muskovit-kuvars şist arakatmanlı staurolit-granat şist birimi ve zımpara düzeyli mermer birimlerine ayrılmaktadır. Metamorfitlelerde yer alan pegmatoidler mineral içeriklerine göre disten-andalusit pegmatoidler ve muskovit pegmatoidler olmak üzere iki grup altında toplanmaktadır. Muskovit pegmatoidlerin daha geniş bir yayılım göstermelerine karşın disten-andalusit pegmatoidlere yalnız disten içeren şistlerde rastlanmaktadır. Pegmatoidlerdeki distenler metamorfizma esnasında alüminyumca zengin yan kayalardan uygun yerlere alüminyum göçüyle oluşmuştur. Kimi distenli şistler ekonomik olabilecek tenörde disten kapsar. Bölgedeki metamorfizma koşulları orta dereceden başlayarak yüksek dereceye kadar ulaşmaktadır.

ABSTRACT : The rocks in the studied area consist of the metamorphic rocks of Menderes Massif and the Neogene aged sedimentary, volcano-sedimentary and volcanic rocks. The metamorphic rocks are unconformably overlain by the Neogene aged rocks. The rocks of Menderes Massif are represented by the following rocks : fine-grained sillimanite gneisses, the intercalated unit of the sillimanite-kyanite-staurolite-garnet schists, sillimanite-kyanite-staurolite-garnet schists and staurolite-garnet schists which contain muscovite-quartz schist interlayers, and the marble with emery deposits. The pegmatoides investigated in the metamorphic rocks are classified into two groups according to their mineral paragenesis as the kyanite-andalusite pegmatoids and the muscovite pegmatoids. Although the muscovite pegmatoids are observed in a wide-spread area, the kyanite-andalusite pegmatoids are only found in the kyanite bearing schists. The kyanite crystals examined in the pegmatoids have been formed by a process of Al migration from the Al-rich country rocks during the metamorphism. The amount of kyanite in some of the kyanite bearing schists reaches economic concentrations. In the studied area, the metamorphic conditions increased from medium to high grade metamorphism.

GİRİŞ

Çalışma bölgesi Manisa ilinin Demirci ilçesinin 30 km kadar güneyinde yer almaktadır (Şekil 1). Bölgeye ulaşım Demirci-Borlu karayolundan sağlanmaktadır-

Bölgenin yakın çevresinde evvelce yapılan çalışmalar daha çok pegmatoidlerdeki ekonomik minerallere yöneliktir. Atabek (1943) pegmatoidlerdeki muskovitlerin tektonik etkiden dolayı yapı bozuklukları gösterdiğini belirtmektedir, Egger (1960). pegmatoidleri pretektonik ve posttektonik olmak üzere iki grup altında toplamaktadır. Ayan (1971) bölgedeki metamorfizmanın almandin-amfibolit fasiyesinin en üst düzeyine ulaştığını vurgular- Konak (1982) ise bölgede büyük ölçekli bindirmelerin bulunduğunu ve metamorfitlelerin üzerine uyumsuz olarak Triyas yaşlı sediman-

ların geldiğini ileri sürmektedir.

^{Bu} Simula bölgedeki pegmatoidlerin oluşumunun açıklanmasının yanısıra, metamorfitlelerdeki mineral biraradalığı ve metamorfizma koşulları irdelenmiştir.

LİTOSTRATİGRAFI

Çalışma alanında temeli, gnays, şist, mermer, metabazit ve pegmatoidlerden oluşan metamorfitleler oluşmaktadır (Şekil 2). Bunların üzerine Neojen yaşlı sedimentler, volkanosedimentler ve volkanitler gelmektedir (Şekil 3). Metamorfitleler

Bölgedeki metamorfitleler ana çizgide gnays, şist ve mermer olarak ayrılabilir. Ayrıca bunların çeşitli düzeylerindeki eski bazik kayalardan oluşan amfibolitler ve pegmatoidler yer almaktadır.

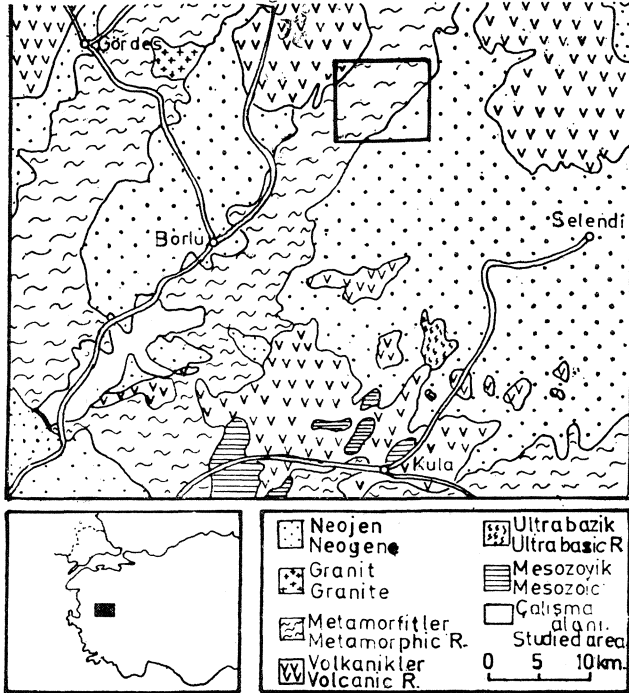
İnce taneli sillimanitli gnays bilimi. Metamorfiterin tabanını oluşturan bu kayalar genellikle derin vadilerde yüzlek verirler. Birimin şistlerle olan üst dokanağı uyumludur. Yaygın muskovit pegmatoid oluşumları ile karakterize edilen üst dokanak, en iyi olarak Karaisalar Köyünün güneyinde izlenebilmektedir.

İnce taneli gnaysların mineral bileşimleri «kuvars-K-feldspat (ortoklas/anortoklas) -plajioklas (An23-26)-biotit-muskovit-klorit-sillimanit-apatit-turmalin-zirkon» şeklinde verilebilir. Birime ait mineral yüzde değerleri Çizelge 1'de verilmektedir.

Kayalardaki sillimanitler buldukları yerlere göre, a) plajioklas/plajioklas dokanağında, b) plajioklas/-K-feldspat dokanağında, c) biotitlerin (001) düzlemlerinde büyüyen sillimanitler olmak üzere üç grup altında toplanabilir. Feldspat dokanağındaki sillimanitler fibrolitik ya-

	G-1	G-2
KUVARS	31.2	41.1
K-FELDSPAT	10.2	14.9
PLAJİOKLAS (An 23-26)	26.6	24.0
BIOTİT	21.2	14.9
MUSKOVİT	10.2	4.3
KLORİT	eser	eser
SİLLİMANİT	0.03	0.04
APATİT	eser	eser
TURMALİN	eser	eser
ZİRKON	eser	eser
TOPLAM	99.4	99.6

Çizelge 1: İnce taneli sillimanitli gnaysların modal analiz sonuçları-



Şekil 1. Çalışma bölgesinin yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the studied area.

pidadır. Karakteristik saç örgüsü yapısı gösteren bu kristaller, dokanak yaptıkları minerallerin içerisine doğru saçklanmaktadır (Şekil 4). Biotitlerin (001) düzlemlerinde ise «Widmann-staetten» tipi yapılar oluştururlar.

Table 1- Modal composition of the fine-grained sillimanite gneisses.

Plajioklaslar oligoklas türüdür. K-feldspatların bir kısmı metasomatik yollarla türemiştir. Kloritler ikincil olup biotitlerin retrograt ürünüdür. Menderes Masifindeki gnaysların karakteristik özelliği olan kataklastik doku (Başarı, 1975; Kun, 1976; Ayan, 1971) bu yörede de tüm örneklerde açıkça gözlenmektedir.

Sillimanit-granat-mika şist/Sillimanit-disten-granat şist ardalı birim. İnce taneli sillimanitli gnaysların üzerine gelen bu birimin tabanında sillimanit-granat mika şist egemen olup, üst düzeylere doğru sillimanit-disten-granat şistler artmaktadır.

Sillimanit-granat mika şistler özellikle Karaisalar Köyü'nün kuzeyinde gözlenmektedir. Bu as birimin genel mineral bileşimi, «kuvars-plajioklas (An 25-27)-granat-sillimanit-biotit-muskovit-klorit-apatit-turmalin-zirkon» olarak verilebilir. Birimin modal analiz sonuçları mikanın bolluğunu açıkça vurgular (Çizelge 2).

	ÖR-42	ÖR-43
KUVARS	30.21	40.92
PLAJİOKLAS (An 25-27)	30.41	35.96
SİLLİMANİT	0.08	0.02
BIOTİT	24.63	21.87
MUSKOVİT	7.29	1.23
KLORİT	1.13	eser
GRANAT	4.91	—
APATİT	1.37	eser
TURMALİN	eser	eser
ZİRKON	eser	eser
TOPLAM	100.03	100.00

Çizelge 2: Sillimanit-granat mika şistlere ait modal analiz sonuçları.

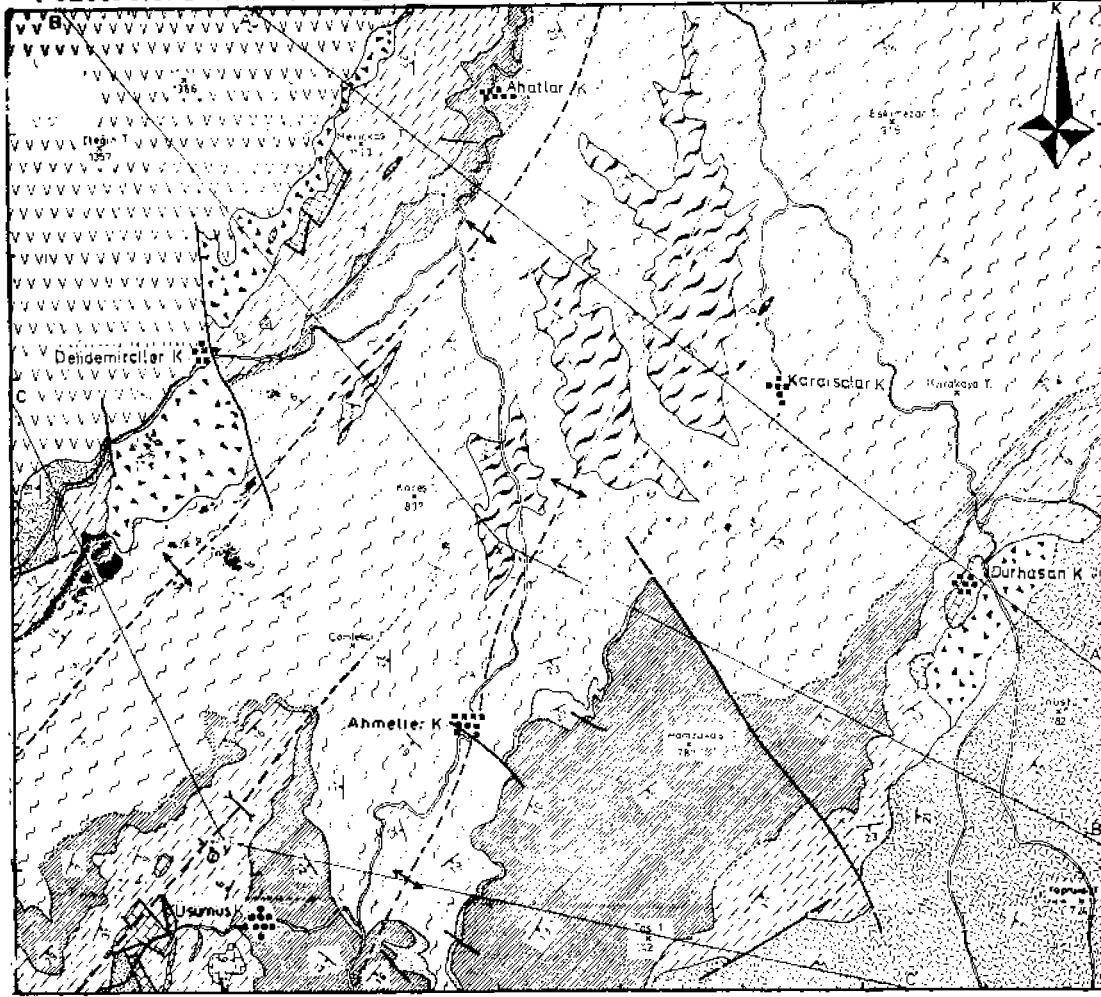
Table 2: Modal composition of the sillimanite-garnet mica schists.

Bu kayalardaki granatlar kristal şekillerine göre iki grup altında toplanabilir. Bunlardan feldspatlar içerisinde bulunan ve tümüyle özşekilli olan granatlar kayalardaki en genç minerallerdir. İkinci grubu oluşturan granatlar ise özşekilsiz olup aşırı derecede deformasyona uğramışlar ve kısmen biotit tarafından ornatılmıştır (Şekil 5).

Sillimanit-disten-granat şistler özellikle bölgenin güneyinde geniş yayılım göstermektedir. Mor renkli olmaları ve çok iri dişten kristalleri (7-8 cm) içermeleri nedeniyle arazide kolaylıkla tanıtabilmektedir. Granatlar daha iri boyutludur. As birim üst dokanağını uyumlu olarak muskovit-kuvars şist arakatmanlı sillimanit-disten-staurolit-granat şistlerle yapmaktadır.

Bu kayaların genel mineral bileşimleri, «kuvars-plajioklas (An 27-30)-disten-sillimanit-granat-biotit-muskovit-klorit-apatit-turmalin-zirkon-lökksen» olarak saptanmıştır. Sillimanit-disten-granat şistlerin modal analiz sonuçla-

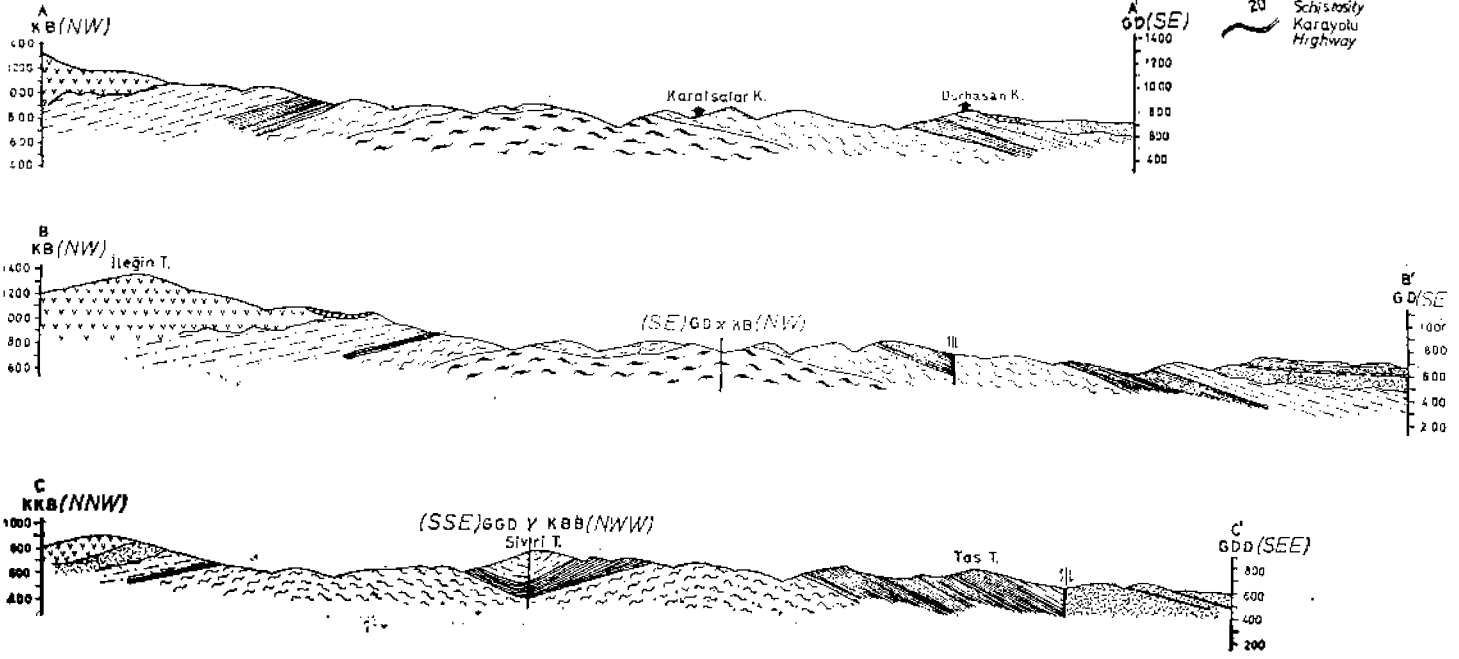
AHMETLER, UŞUMUS, DURHASAN KÖYLERİ ÇEVRESİNİN JEOLojİK HARİTASI (GEOLOGICAL MAP OF THE VICINITY OF THE AHMETLER UŞUMUS DURHASAN VILLAGES)



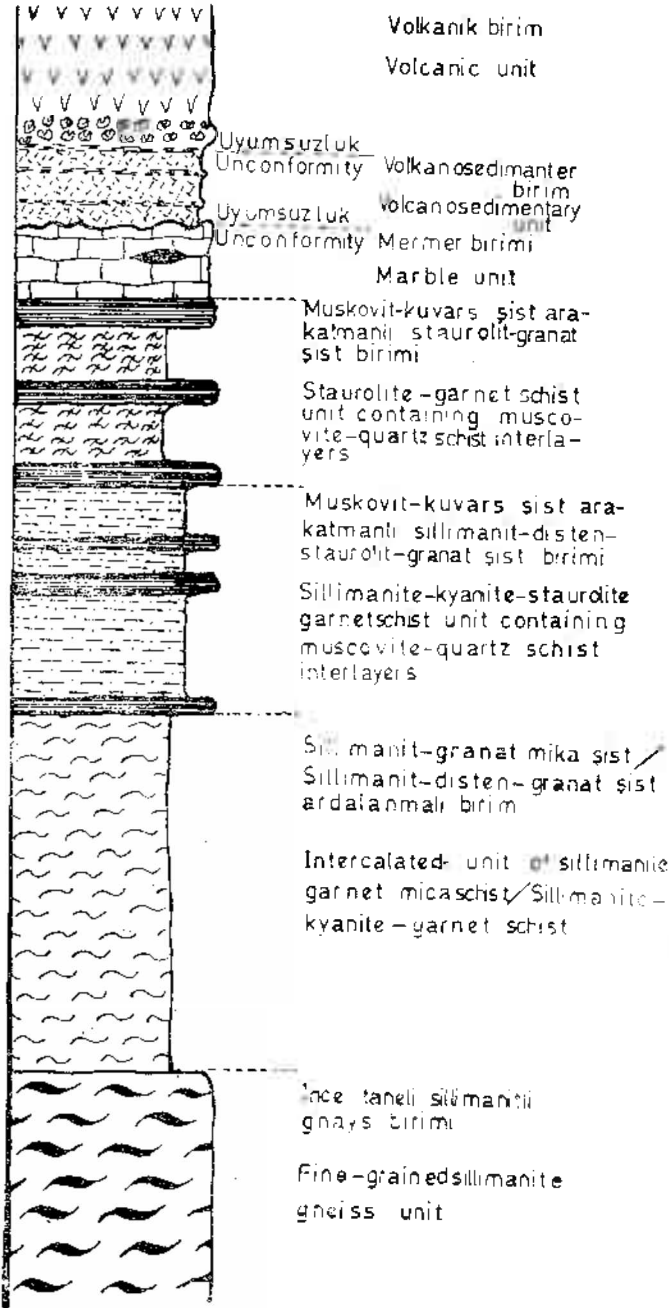
- AÇIKLAMALAR (Explanation)**
- Yamaç malozu (Terrace material)
 - Volkanik Birim (Volcanic Unit)
 - Sedimanter ve volkanosedimanter Birim (Sedimentary and volcanosedimentary Unit)
 - Marmar Birimi (Marble Unit)
 - Muskovit-kuvars sist arakatmalı staurilit-garnet sist Birimi (Staurilit-garnet schist containing muscovite-quartz schist interlayers)
 - Muskovit-kuvars sist arakatmalı sillimanit-silisen-garnet sist Birimi (Sillimanite-quartz schist containing muscovite-quartz schist interlayers)
 - Muskovit-kuvars sist (Muscovite-quartz schist)
 - Sillimanit-garnet-mika sist/Sillimanit-silisen-garnet sist arakatmalı Birim (Intercalated unit of sillimanite-garnet mica schist and sillimanite-kyanite-garnet schist)
 - Metagabro (Metagabbro)
 - İnce lanet sillimanitli gneiss Birimi (Fine-grained sillimanite gneiss unit)
 - Dokanak Boundary
 - Olası dokanak Probable boundary
 - Fay Fault
 - Kvrım eksenli Fold axis
 - Sistozite Schistosity Karayolu Highway

OSMAN CANDAN 1992

Ölçek (Scale)
0m 500m 1000m



**Şekil 2. Çalışma alanının jeolojî haritası-
Figure 2. Geological map of the studied area.**



Şekil 3. Çalışma alanına ait genelleştirilmiş dikme kesit.

Figure 3. Generalized columnar section of studied area.

rı muskovitin çok az oluşu ile göze batmaktadır (Çizelge 3).

Sillimanitler dokanak yaptıkları minerallere göre a) granat dokanağında gelişen, b) biotit dokanağında gelişen, c) disten dokanağında gelişen, d) plajyoklas/plajyoklas dokanağında gelişen sillimanitler olmak üzere dört grup altında toplanabilir. Distenden saçaklanarak gelişen sillimanitler ısı yükselmesine bağımlı olarak gelişen Al_2SiO_5 polimorfları arasındaki faz dönüşümleri ile gerçekleşmektedir (Şekil 6). Granat dokanağında gelişen silli-

manitler ise granatlardan saçaklanmakta ve dokanak yapıları feldspatların içerisine girmektedir (Şekil 7). Dokanakta tipik bir tepkime kuşağı gelişmiştir.

	0016	0025	0034
KUVARŞ	43.59	45.69	42.53
PLAJİOKLAS (An 27-30)	35.61	25.73	18.70
DİSTEN	4.49	13.17	6.38
SİLLİMANİT	0.52	0.14	0.12
GRANAT	0.62	1.10	1.70
BİOTİT	14.38	9.23	27.71
MUSKOVİT	0.12	1.01	1.07
KLORİT	0.21	1.53	0.16
APATİT	0.76	0.33	0.24
TURMALİN	eser	2.26	eser
ZİRKON	eser	eser	eser
LÖKOKSEN	eser	eser	eser
TOPLAM	99.97	100.09	99.97

Çizelge 3: Sillimanit-disten-granat şistlere ait modal analiz sonuçları.

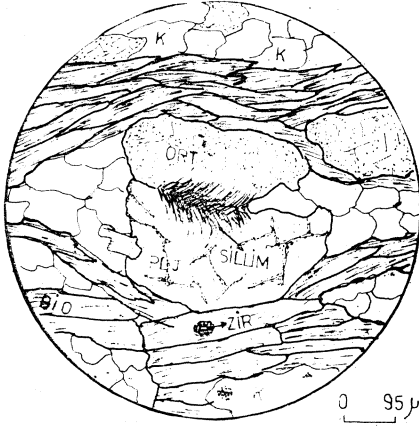
Table 3: Modal composition of the sillimanite-kyanite-garnet schists.

Distenlerin boyları 8 cm ye ulaşabilmektedir. Bu kristallerin aşırı mavi renkleri TiO_2 değerinin yüksekliğinden kaynaklanmaktadır (Çizelge 8). Retrograd olaylarla sericite dönüşmekte olan bu minerallerin petrografik gözlemlerde daima biotitlerle dokusal bir ilişki içerisinde bulunduğu gözlenmiştir. Çoğu zaman bu beraberliğe muskovit de eşlik etmektedir. Kimi distenli şistlerde disten oranı % 20'ye kadar yükselebildiğinden, ileride ekonomik yönden değerlendirilebilmeleri olasıdır.

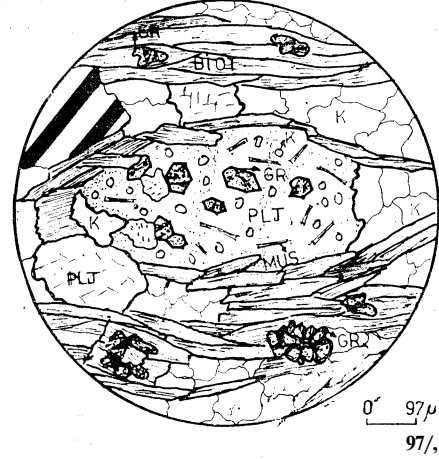
	170	146	196
KUVARŞ	31.59	24.17	73.61
PLAJİOKLAS (An 23-25)	21.33	14.19	9.62
BİOTİT	10.33	23.36	eser
MUSKOVİT	20.86	24.86	16.76
KLORİT	2.20	0.80	—
DİSTEN	2.08	6.05	—
SİLLİMANİT	0.13	0.18	—
STAUROLİT	4.92	5.17	—
GRANAT	6.67	1.20	—
APATİT	eser	eser	eser
ZİRKON	eser	eser	eser
TURMALİN	eser	eser	eser
LÖKOKSEN	eser	eser	eser
TOPLAM	100.11	99.98	99.99

Çizelge 4: Muskovit-kuars şist arakatmanlı sillimanit-disten-staurolit-granat şist birimine ait modal analiz sonuçları. 170, 146: Sillimanit-disten-staurolit-granat şist, 196: Muskovit-kuars şist

Table 4: Modal composition of the sillimanite-kyanite-staurolite-garnet schist unit containing muscovite-quartz schist interlayers. 170, 146: Sillimanite-kyanite-staurolite garnet schist, 196: muscovite quartz schist.



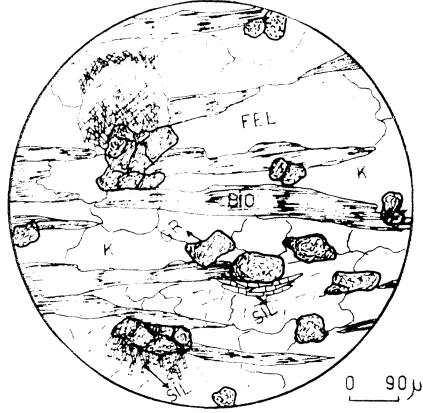
Şekil 4. Feldspat dokanağında gelişen sillimanitler. // M, PLJ: Plajiolklas, K: Kuvars. ORT: Ortoklas, SİLLİM: Sillimanit, BİO: Biotit
 Figure 4. Sillimanite crystals formed between two feldspar grain boundaries. // N, PLJ: Plagioclase, K: Quartz, ORT: Orthoclase, SİLLİM: Sillimanite BİOT: Biotite.



Şekil 5. Sillimanit-granat mika şistler içerisinde gözlenen özşekilli ve özşekilsiz granat kristalleri. + N, BİO: Biotit, K: Kuvars, GR: Granat, MUS: Muskovit, PLJ: Plajiolklas-
 Figure 5. Anhedral and euhedral garnet crystals observed in the sillimanite-garnet mica schists. + N, BİO: Biotite, K: Quartz, GR: Garnet, MUS: Muscovite, PLJ: Plagioclase.



Şekil 6- Disten/Plajiolklas dokanağında yer alan sillimanitler, + N, DİS: Dişten, BİO: Biotit, K: Kuvars, PLJ: Plajiolklas, SİL: Sillimanit.
 Figure 6. Sillimanite needles at boundary between kyanite and plagioclase grains- + N, DİS: Kyanite, BİO: Biotite, K: Quartz, PLJ: Plagioclase, SİL: Sillimanite.



Şekil 7. Granat/Feldspat öokanağında gelişen sillimanitler. // N, GR: Granat, FEL: Feldspat K: Kuvars, BİO: Biotit, SİL: Sillimanit.
 Figure 7. Sillimanites in feldspar at garnet-feldspar grain boundary. // N, GR: Garnet, FEL: Feldspar, K: Quartz, BİO: Biotite, SİL: Sillimanite.

Kayalardaki granatların büyük çoğunluğu predeformatif olup, biotit tarafından ornatılmaktadır. Predeformatif granatların kırılma indisi ve birim hücre parametrelerinden gidilerek bileşimleri «Alm₇₇ Prp₁₉ Grs₄» olarak bulunmuştur. Bu granatların birinden yapılan kimyasal analiz sonuçları da bu bulguyu doğrulamıştır (Çizelge 8).

Muskovit-kuvars şist arakatmanlı sillimanit-distan-staurolit-granat şist birimi. Kıvrımlanmalara bağımlı olarak bölgenin çeşitli yerlerinde yüzlek veren bu birimin en belirgin özelliği, boylan 55 cm ye ulaşabilen staurolit kristalleri içermeleridir. Diğer mikroskobik özellikleri tümü-

le alttaki distenli şistlerle aynıdır. Muskovit-kuvars şist arakatmanları 0.5-1.5 m kalınlıklarında olup özellikle Ahmetler Köyü'nün KD sunda yoğunlaşmıştır.

Birimin dokanak ilişkisi en iyi Delidemiciler Köyü'nün kuzeyinde gözlenmektedir (Şekil 8). Bu kayaların alt dokanağı staurolit ortaya çıkışıyla, üst dokanağı ise dişten ve sillimanitin kaybolmasıyla simgelenir. Birimi staurolit-granat şistler uyumlu olarak üstler-

Sillimanit-disten-staurolit-granat şistlerin genel mineral bileşimleri «kuvars-plajiolklas (An 23-25) sillimanit-disten-staurolit-granat-biotit-muskovit - klorit-apatit - turma-

lin-zirkon-lökksen» şeklinde verilebilir. Modal analiz sonuçları staurolitin yaygınlığını ve bolluğunu açıkça vurgulamaktadır (Çizelge 4). Al_2O_3 yüzdesindeki artış da bu bulguyu desteklemektedir (Çizelge 7).

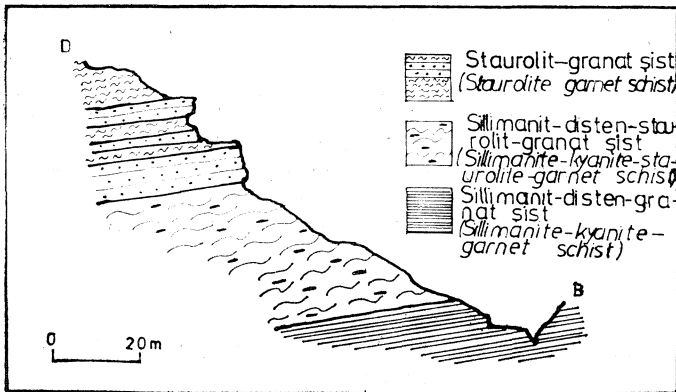
Bu birim anahtar mineral yönünden oldukça zengindir. Sillimanitler plajioklas/plajioklas dokanağında, staurolit dokanağında, dişten dokanağında ve biotit dokanağında gelişenler olmak üzere dört grup altında toplanabilir. Dişten dokanağında gelişenler oldukça yaygın olup, faz dönüşümleri ile gerçekleşmişlerdir. Staurolitlerden saçaklanan sillimanit kristallerine ufak biotit kristalleri eşlik etmektedir. Bu parajenezin bir tepkime ürünü olduğu görüşündeyiz (Şekil 9 ve bkz. Tartışma).

Tektonik etkiler nedeniyle staurolitler aşırı derecede parçalanmış ve kırıklanmıştır. Fe_2O_3 miktarının yüksekliği bunların «Fe-Staurolit» olduğunu göstermektedir (Çizelge 8). Biotitler staurolitle eş oluşumlu (Biotiy ve daha yaşlıMBiotit) olmak üzere iki grup altında toplanabilir (Bkz. Tartışma). Genellikle mikroskopik boyutta olan granatlar, yer yer 2 cm çapa ulaşabilmektedir. Predeformatif ve özşekilsiz olan bu mineraller almandince zengin üyelerdir ($Alm_{78}Prp_{19}Grs_3$).

Sillimanit-disten-staurolit-granat şistler içerisinde arakatman şeklinde olan muskovit-kuvars şistler kuvars, muskovit, plajioklas, biotit, apatit, turmalin ve zirkon kapsarlar (Çizelge 4).

Muskovit-kuvars şist arakatmanlı staurolit-granat şist birimi. Bölgedeki şistlerin en üst düzeyini oluşturan bu kayalar mika miktarının artmasına bağımlı olarak mika şistlere geçerler. Kapsadıkları granatlar ve staurolitler oldukça ufak boyutludur (1-3 mm). İçlerinde çeşitli kalınlıklarda (0.5-10 m) muskovit-kuvars şist arakatmanları yer alır. Birim üst dokanağım uyumlu olarak mermerlerle yapmaktadır.

Staurolit-granat şistlerin genel mineral bileşimleri, «kuvars-plajioklas (An 17)-staurolit-granat-biotit-muskovit-klorit-apatit-zirkon-opak» şeklindedir. Birime ait modal analiz sonuçları mika, staurolit, granat bolluğunu vurgulamaktadır (Çizelge 5).



Şekil 8. Muskovit kuvars şist arakatmanlı sillimanit-disten-staurolit-granat şist biriminin dokanak ilişkisini gösteren jeolojik Kesit.

Figure 8. Cross-section showing the boundary relation of the sillimanite-kyanite-staurolite-garnet schist containing muscovite-quartz schist interlayers.

Staurolit kristalleri tümüyle parçalanmış olup predeformatiftir. Bu kristaller «Fe-Staurolit» bileşimindedir (Çizelge 8). Granatlar özşekilsiz olup almandince zengin üyelerdir ($Alm^{Prp}Grs$). Kayalardaki tüm kloritler ikincildir.

Arakatman olarak gözlenen muskovit-kuvars şistler kuvars, plajioklas, muskovit, biotit, apatit, turmalin ve zirkon kapsarlar (Çizelge 5).

Mermer birimi. Bu birim bölgedeki metamorfiteğin en üst düzeyini oluşturmaktadır. Uyumlu olarak staurolit-granat şistlerin üzerine gelen bu kayaları Neojen yaşlı kayalar uyumsuz olarak örtmektedir.

Yerli kayası gözlenmemesine karşın Üşümüş Köyünün GB smda yer alan mermerlerde zımpara döküntüleri bulunmuştur. Böylece bu mermerlerin Menderes Masifinin güney kanadındaki zımpara yataklı mermerlerle eşleştirilmesi mümkün olabilmektedir. Mermerler tümüyle kalsit kristallerinden yapıldır.

	239	D-4	238
KUVARŞ	17,15	47,13	73,95
PLAJİOKLAS			
(An 17)	2,14	2,99	2,85
MUSKOVİT	51,17	18,74	18,88
BIOTİT	10,31	13,82	eser
STAUROLİT	8,24	13,97	—
GRANAT	9,59	1,28	—
KLORİT	0,47	2,06	—
APATİT	eser	eser	2,90
TURMALİN	eser	eser	1,42
ZİRKON	eser	eser	eser
OPAK MİN.	0,49	eser	—
TOPLAM	100,33	99,99	100,00

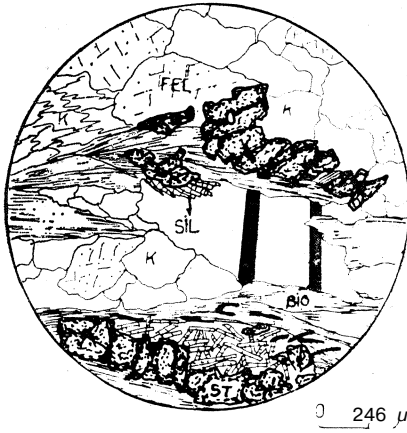
Çizelge 5- Muskovit-kuvars şist arakatmanlı staurolit-granat şist birimine ait modal analiz sonuçları. 239, D-4: Staurolit-granat şist 238: Muskovit-kuvars şist.

Tabi© 5. Modal composition of the staurolite-garnet schist unit containing muscovite-quartz schist interlayers. 239, D-4: Staurolite-garnet schist 238: Muscovite-quartz, schist.

Metabazitler. Metamorfiteğin üst düzeylerine doğru artan bu kayalar amfibolit ve metagabro katmanlarından oluşmaktadır.

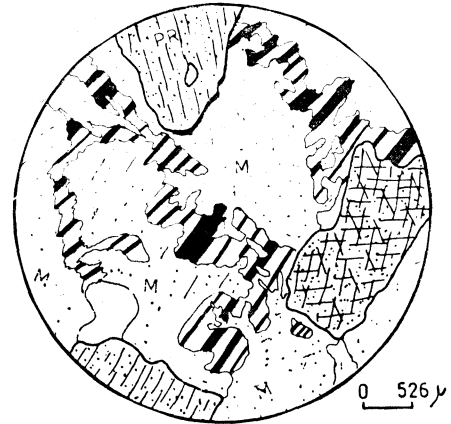
Amfibolitler şistlerin çeşitli düzeylerinde gözlenmektedir. Kapsadıkları epidot, tremolit gibi minerallerden dolayı yeşil renklidirler. Diabazlardan türedikleri tahmin edilen bu kayaların yerleşimleri siller şeklindedir. Amfibolitlerin genel mineral bileşimleri kuvars, plajioklas, tremolit, epidot, zoisit, sfen, apatit, zirkon ve pirit olarak verilebilir. Plajioklaslar oligoklas türüdür (An 25-27). Amfibol ve epidotlardan yapılan kırılma indisi ölçümlerinden % 11 ferroaktinolit - % 89 tremolit ve % 29 klinozoisit - % 71 epidot bileşimleri elde edilmiştir.

Metagabrolar da şistler içerisinde siller şeklindedir. Şiilerin uzunlukları genellikle 30 metreden azdır. Masif, yönlenme göstermeyen, pegmatitik gabro dokulu bu kayaların genel bileşimleri, «diallag-mizzonit-oligoklas-tremolit-sfen-kuvars-klorit-apatit-pirit» şeklindedir. Diallagiar



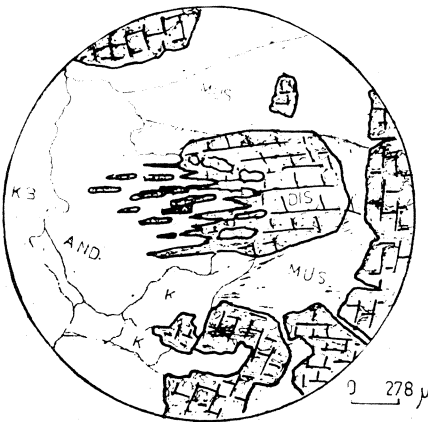
Şekil 9- Staurolitlerden gelişen sillimanit kristalleri. + N, FEL: Feldspat, SİL: Sillimanit, BİO: Biotit, ST: Staurolit, K: Kuvars.

Figure 9. Sillimanite crystals resulted from staurolites. + N, FEL: Feldspar, SİL: Sillimanite, BİO: Biotite, ST: Staurolite, K: Quartz.



Şekil 10. Plajyoklas/Mizzonit ilişkisi. + N, PR: Piroksen, M: Mizzonit.

Figure 10- Boundary relation between plagioclase and mizzonite. + N, PR: Pyroxene, M: Mizzonite.



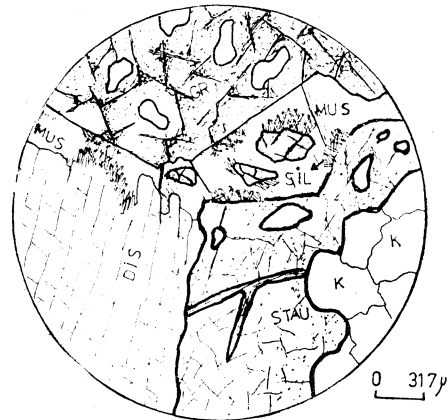
Şekil 11. Pegmatoidlerde gözlenen disten/andalusit dönüşümleri. + N. DİS: Dişten, MUS: Muskovit, K: Kuvars, AND: Andalusit

Figure 11. Transformations of kyanite to andalusite e observed in pegmatoids. + N, DİS: Kyanite, MUS: Muscovite, K: Quartz, AND: Andalusite,

özşekilli olup, çubuksu kristaller 30 cm ye ulaşabilmektedir. Skapolit grubu minerallerinden olan mizzonitler donuk beyaz renklidir. Bu minerallere ait difraktometre ve kırılma indisi değerleri şöyledir :

Difraktometre âegerieri					Kırılma indisi değerleri	
(%)	100	100	90	90	40	G : 1.553 qz 0-002
(dÅ°)	3.45	3.02	2.68	1.90	2.84	W : 1-582 q: 0-002

Bu değerlere göre mineralin bileşimi % 67 mariyalit + 33 meyonit olarak belirlenmiştir. Petrografik gözlemlerde mizzonitlerin plajyoklasları ornatarak geliştikleri çok açık bir



Şekil 12. Dişten-andalusit pegmatoidlerde gözlenen sillimanit kristalleri. Şeklin solunda gözlenen sillimanitler distenden, sağdakiler ise staurolitten kaynaklanmaktadır. // N, DİS : Dişten, GR İ Granat, K: Kuvars. MUS: Muskovit, StLL: Sillimanit.

Figure 12. Sillimanite crystals observed in kyanite-andalusite pegmatoids. Sillimanites observed in left of the figure resulted from kyanite and the others from staurolite. // N. DtS : Kyanite, GR : Garnet, K: Quartz, MUS: Muscovite, SİLL: Sillimanite-

şekilde görülmektedir (Şekil 10). Buradan da skapolitlerin metamorfizma esnasında oluştuğu ortaya çıkmaktadır. Dünyada Na yönünden zengin magmatik siller kapsayan benzer birçok metamorfik bölgede skapolitlere rastlanmıştır (Deer ve diğerleri, 1972).

Pegmatoidler. Bölgedeki pegmatoidler mineral içeriklerine göre iki grup altında toplanmıştır.

Disten-andalusit pegmatoidler- Bunlar daima dişten içeren şistlerin içerisinde bulunmaktadır. Boyutları 8-10 cm

ile 10-12 m arasında değişmektedir. En çok Ahmetler, Durhasan ve Üşümüş köyleri arasında yoğunlaşırlar. Şistlerin yapraklanmalarına uyumlu merccekler şeklinde olan bu pegmatoidlerin yan kayalarla olan dokanaklarında biotitçe zengin bir kuşak bulunmaktadır. Pegmatoidlerin genel mineral bileşimleri, «kuvars-plajioklas (An 4-6)-disten-sillimanit-andalusit-staurolit-granat-biotit-muskovit - klorit-apatit-zirkon-grafit-rutil-diaspor (?)» olarak verilebilir. Pegmatoidler her üç Al_2SiO_5 polimorfunu da birlikte kapsarlar. Ancak en bol olanları distenlerdir. Renkleri beyaz, mavi ve yeşilin çeşitli tonlarında olabilen distenlerin analiz değerleri çizelge 8'de verilmektedir. Kristallerdeki TiO_2 miktarı ile mavi ton arasında doğrusal bir ilişki vardır-

Pembe renkli olan andalusitler pegmatoidler içerisinde damarlar ve yuvalar şeklindedir. Analizlerdeki K_2O miktarının yüksekliği alterasyon ürünü olan serisitten kaynaklanmaktadır (Çizelge 8). Petrografik gözlemlerde andalusitlerin distenlerden faz dönüşümleri ile oluştuğu açıkça gözlenmektedir (Şekil 11). Üçüncü polimorf olan sillimanit ise ya staurolitten tepkime sonucu, ya da distenden faz dönüşümü ile ortaya çıkmaktadır (Şekil 12).

Pegmatoidlerdeki staurolitler şistlerdeki tam tersine özşekillidir ve posttektonik olarak oluşmuştur. Mikroskopik gözlemlerde bunların distenleri ornatarak büyüdükleri saptanmıştır. İki cm çapa erişebilen granatlar almandince zengin üyelerdir, ($Alm_{76}Prp^{6}Grs_4$). Biotitlerin dönüşüm ürünü olan kloritler, ripidolit ve piknoklorit türüdür. Açık yeşil renkli olan apatitler «flor-apatit» olarak adlandırılmıştır. Kimi dişten kristallenirken diaspor (?) olduğu tahmin edilen kristaller saçaklanarak gelişmektedir. Distenlerin su alarak diaspora dönüştüğü başka çalışmalarda da saptanmış bir olaydır (Deer ve diğerleri, 1972).

Pegmatoidlerde her üç Al_2SiO_5 polimorfunun bir arada bulunmasına dayanarak bunların oluşum koşullarının üçlü nokta dolaylarında olduğu söylenebilir. Yani pegmatoidlerin oluşumları esasında basınç 5-6 kb, sıcaklık ise 600 °C dolaylarında kabul etmek gerekmektedir. Bölgedeki pegmatoidlerin oluşumunda yan kayaların doğrudan etkisini kabul etmek zorunluluğu vardır. Dişten kapsayan, dolayısıyla alüminyumca zengin olan yan kayalardan büyük miktarlarda gerçekleşen alüminyum göçü, uygun bölgelerde dev (40 cm uzunluğunda) dişten kristallerinin oluşmasını sağlamıştır. Alüminyumca daha fakir olan distensiz şistlerde bu tür pegmatoidler gelişmemiştir-

Muskovit pegmatoidler. Bunlar bölgede özellikle gnays/şist dokanağma yakın yerlerde gelişmişlerdir. Boyutları disten-andalusit pegmatoidlere oranla daha büyük olup 30 m ye ulaşabilmektedir. Genel mineral bileşimleri, «kuvars-plajioklas-muskovit-biotit-klorit-granat - apatit-turmalin-zirkon» olarak saptanmıştır. Plajioklaslar, anortit içerikleri An % 28 ve An % 4 olan iki gruba ayrılmaktadır. Kristalleşme pegmatitik koşullarda ve dengelere ulaşılarak gerçekleştiğinden peristerit ayrımlanmasmm gerçekleştiği kanısındayız. Granat almandince zengindir ($Alm_{78}Prp_{11}Grs_4$). Kloritler retrograt yollarla biotitlerden türemektedir. Siyah renkli olan turmalinler dravit, apatitler ise flor-apatit türüdür.

Metamorfik olmayan kayaçlar

Bunlar alttan üste doğru volkanosedimanter, sedimanter ve volkanik kayaçlar olmak üzere sıralanmaktadır.

Sedimanter ve volkanosedimanter kayalar uyumsuz bir dokanak ile metamorfiklerin üzerine gelmektedir. Bu kaya-

lar tüffit bileşiminde olup kuvars, plajioklas, volkanik cam ve pümis içerirler. İstifin üst düzeylerine gidildikçe marnlara ve pekleşmemiş kireçtaşlarına geçilir. Bu istif için İnci (1983) Üst Miyosen yaşttii vermektedir.

Volkanik kayalar bölgenin KB köşesinde yer almaktadır ve tabanda bir aglomera düzeyi ile başlamaktadır. Genel mineral bileşimleri, «plajioklas (An 50-52)-ortopiroksen-biotit-hornblend» şeklindedir. Modal analiz sonuçları Çizelge 6'da verilen bu kayaçlar, alkali karakterdedir ve bileşim olarak andezit/bazalt arasında yer almaktadır (Çizelge 7). Bu bulgu Menderes Masifi'ni kesen genç magmatitlerin üst mantodan kaynaklandığı saviyla (Savaşçın, 1982) uyusmaktadır.

	0091	AN-2
PLAJİOKLAS (An 50-52)	38.2	41.1
PİROKSEN	9.8	13.0
HORNBLEND	0.5	2.1
BİOTİT	—	0.8
HAMUR	52.2	28.8
TOPLAM	100.0	100.0

Çizelge 6. Volkanik kayalar ait mineral yüzde değerleri.
Table 6. Modal composition of the volcanic rocks.

TARTIŞMA

Gördes Asması Menderes Masifi'nin diğer asmasıflerine göre daha yaygın anahtar mineral kapsar. Bu minerallerin olağanüstü derecede iri olmaları, mineral parajenezlerinin saptanmasında büyük kolaylık sağlamaktadır. Bu çalışmada, bölgedeki şistlerde yer alan staurolit dişten ve sillimanit gibi anahtar minerallerin oluşumları petrografik yollarla incelenmiştir.

Bölgesel metamorfizmada staurolitin ortaya çıkışı büyük ölçüde kayaç kimyasına dayandırılmaktadır. Elimizdeki kimyasal analiz sayısını yetersiz oluşu (Çizelge 7) nedeniyle, bölgemizdeki staurolit şistleri bu yönden irdelemek şimdilik olanaksızdır. Öte yandan düşük dereceli metapelitlerde staurolitin ortaya çıkışı, büyük ölçüde kloritoidin ortadan kalkışıyla birlikte ele alınmaktadır. Hoschek (1967), Schreyer ve Chinner (1966), Baltatzis (1979) kloritoidin reaksiyona girerek stauroliti verdiğini belirtmişlerdir. Bölgede ve yakın çevrede yapılan çalışmalarda kloritoidin saptanamaması bu tepkimenin bölgemiz için geçerliliğini ortadan kaldırmaktadır. Bölgedeki petrografik gözlemler, staurolitin oluşumunun «biotit-muskovit-biotit₂-kuvars-staurolit» topluluğu arasında gerçekleştiğini göstermektedir. Aynı topluluk asmasıflin diğer staurolitli kayaçlarında da gözlenirse, staurolitin oluşumu için yeni bir tepkime modeli önermek mümkün olacaktır.

Birçok araştırmacı rejyonel metamorfik kayalarda dişten oluşumunu staurolitin ortadan kalkmasına bağlamaktadır. Winkler (1965) almandin-amfibolit fasiyesinin disten-almandin-muskovit altfasiyesinde staurolitin dengede kalmadığını ve kuvarsla reaksiyona girerek dişten oluşturduğunu belirtmektedir. Vrana (1973) ise, distenlerin kristal şekillerine dayanarak, bu minerallerin biotitlerin Al metasomatizmasma uğramalarıyla ortaya çıktıklarını ileri sür-

	D-1	D-2	D-3	D-5	ST-1	ST-4	ST-5	V-1	V-2
SiO ₂	67,97	69,48	66,73	71,02	66,68	68,08	66,01	59,41	55,72
Al ₂ O ₃	14,74	13,90	15,95	15,65	16,92	15,29	15,97	17,06	17,45
Fe ₂ O ₃	5,60	6,24	8,33	5,73	6,69	5,52	5,67	5,40	7,00
MgO	1,83	1,81	1,51	2,04	1,43	2,38	3,85	1,67	6,23
CaO	1,37	0,42	0,45	0,35	0,36	0,58	0,78	4,53	5,87
Na ₂ O	2,01	2,07	0,97	0,41	2,51	2,22	2,29	4,77	4,25
K ₂ O	2,07	2,96	2,21	2,39	2,74	2,82	1,75	3,71	2,72
TiO ₂	0,81	0,72	0,69	0,73	0,80	0,70	0,73	0,88	0,76
P ₂ O ₅	0,79	0,72	0,89	0,50	0,57	0,80	0,35	0,59	0,74
Kızdırma									
Kayıbı	2,99	1,49	2,17	0,98	1,68	1,42	2,66	0,62	0,77
TOPLAM	100,17	99,81	99,90	99,80	100,38	99,58	99,96	100,02	101,00

D-1, D-2, D-3, D-5 : Sillimanit-disten-granat şist birimi. Sillimanite-kyanite-garnet schist unit.
 ST-1, ST-4, ST-5 : Sillimanit-disten-staurolit-granat şist birimi. Sillimanite-kyanite-sturolite-garnet schist unit.
 V-1, V-2 : Volkanik birim. Volcanic unit.

Çizelge 7. Çalışma alanında yer alan kayalara ait kimyasal analiz sonuçları.

Table 7. Chemical analyses of volcanic and metamorphic rocks of the studied area.

müştür. Yaygın bir görüş de distenlerin pirofillitten türedikleridir.

Bölgemizdeki petrografik gözlemler bu görüşlerle uyusmaktadır. Çalışma alanındaki yaklaşık tüm dişten kristalleri biotitlerle dokusal bir ilişki içerisindeyler. Tepkime tam olarak saptanamamasına karşın distenlerin oluşumunda biotitlerin büyük rol oynadıkları kesindir.

Çalışma alanında gözlenen sillimanitler 4 grup altında toplanabilir. Bunlardan birincisi K-feldspat-sillimanit biraradalığıdır. Bugün birçok araştırmacının birleştiği konu, yüksek derece metamorfizmasın K-feldspat-sillimanit topluluğu ile temsil edildiğidir. Bu topluluğu şu tepkime vermektedir :

Muskovit + Kuvars \rightleftharpoons K-Feldspat + Sillimanit + H₂O
 Sıcaklık artışına bağımlı olan bu tepkime bölgemizdeki gnaylarda gelişmiştir.

İkincisi staurolit/sillimanit dönüşümleridir. Petrografik gözlemlerde staurolitlerden saçaklanan sillimanitlere yeni oluşan biotitlerin eşlik ettiği saptanmıştır. Bu tür oluşumlar için Hoschek (1969) tarafından önerilen aşağıdaki tepkime verilebilir :

Staurolit + Muskovit + Kuvars \rightleftharpoons Sillimanit + Biotit + Su buharı

Distenlerle dokanak yapan sillimanitler ise, ısı artışına bağımlı olarak Al₂SiO₅ polimorfları arasında gerçekleşen doğrudan faz dönüşümünün ürünüdür. Şu şekilde ifade edilebilir :

Dişten \rightleftharpoons Sillimanit

Son grupta, biotit, granat ve plajyoklaslarla dokanak yapan sillimanitler yer alır. Bu tür oluşumlar daha çok iyonik tepkimelerle açıklanmaya çalışılmıştır. Yardley (1977) sillimanitlerin Al gelimiyle biotitlerin ornatılması yoluyla oluşabileceğini ileri sürmektedir. Vernon (1979) ise H iyonunun biotit ve granatı ornatması yoluyla sillimanitlerin oluşabileceğini belirtmektedir. Bölgemizde de özellikle Al fazlalığı söz konusu olduğundan, benzer oluşumlarla biotit-granat-plajyoklas-sillimanit topluluğunun ortaya çıktığı kanısındayız.

Çalışma alanındaki pegmatoidlerde her üç Al₂SiO₅ polimorfu da gözlenmektedir. Gerek sillimanit gerekse andalusit, distenden modifikasyon dönüşümleri ile oluşmaktadır. Bu olgu da üçlü nokta koşullarında (6 kb basınç, 600 C° sıcaklık) gerçekleşen pegmatoid oluşumunda, basınç ve sıcaklığın sürekli aynı kalmadığını, bölgedeki metamorfizma esnasında, tektonik etkinlikler nedeniyle yeni yeni den-gelerin kurulduğunu göstermektedir.

Bölgemizdeki metamorfik kayalarda üstten alta doğru şu mineral toplulukları saptanmıştır :

- Staurolit-Almandin topluluğu
- Sillimanit-Disten-Staurolit-Almandin topluluğu
- Sillimanit-Disten-Almandin topluluğu
- Sillimanit-K-Feldspat-Muskovit topluluğu

Çalışma alanındaki en düşük dereceli metamorfizma olan staurolit-almandin şistleri eski fasiye kavramına göre (Turner ve Verhoogen, 1960; Turner, 1968; Winkler, 1965) almandin-amfibolit fasiyesinin staurolit-almandin altfasiyesine karşılık gelmektedir. Aynı mineral topluluğu, Winkler (1979)'a göre «orta dereceli metamorfizma» başlangıcı, Miyashiro (1979)'a göre ise orta basınç metamorfizmasının «staurolit-disten» zoneyla eşleşebilmektedir.

Bölgedeki staurolit-almandin topluluğuna sillimanit ve distenin eklenmesiyle sillimanit-disten-staurolit-granat şistlere geçilmektedir. İstifin daha alt düzeylerinde ise staurolit ortadan kalkmakta ve sillimanit-disten-granat şistler ortaya çıkmaktadır. Görüldüğü gibi, bu iki birim arasında disten-staurolit beraberliğinin söz konusu olduğu şistler bulunmaktadır. Bölgesel metamorfizmaya uğramış şistlerde dünyanın birçok yöresinde disten-staurolit biraradalığı gözlenmiştir (Turner, 1968; Erward, 1975; Ashworth, 1975). Winkler (1965) Barrow tipi başkalaşım serilerinde staurolit dereceli olarak ortadan kalktığını ve bu aralıkta disten-staurolit beraberliğinin olağan olduğunu ileri sürmektedir. Aynı şekilde Mason (1980) Norveç-İsveç sınırında yer alan bir bölgede, sillimanit-disten-staurolit parajenezinden söz etmektedir. Araştırmacıya göre duraylı olmayan bu topluluk, dişten ve sillimanit zonları arasındaki bir geçiş karşılık gelmektedir.

	DİS-27 (Mavi)	GR-7	S-1	S-2	DS-1 (Soluk Yeşil)	DS-2 (Beyaz)	DS-3 (Mavi)	DS-4 (Koyu Mavi)	A-2	A-3
SiO ₂	34.39	39.00	31.97	27.28	35.87	37.68	35.77	38.41	34.95	33.13
Al ₂ O ₃	61.78	21.25	47.38	53.86	61.27	60.77	60.66	59.44	63.58	64.26
Fe ₂ O ₃	1.21	-	0.27	1.65	1.25	0.33	1.23	0.24	0.42	0.56
FeO	-	31.76	13.94	11.42	-	-	-	-	-	-
MgO	0.13	2.95	2.60	1.70	E	E	E	E	0.61	0.56
CaO	0.12	1.01	E	0.14	0.17	0.01	0.12	E	0.03	E
Na ₂ O	-	E	E	E	E	0.01	0.40	E	E	E
K ₂ O	0.30	E	0.22	E	0.38	0.11	0.35	0.19	0.47	0.67
Ti O ₂	0.62	0.46	1.25	1.23	0.02	0.02	0.72	0.74	0.04	0.04
Kızdırma Kaybı	0.64	-	1.25	1.10	0.74	0.62	0.67	0.84	0.59	1.37
TOPLAM	99.19	96.43	98.88	98.38	99.70	99.73	99.94	99.63	100.92	100.59
Si	3.739	6.311	9.218	7.715	3.890	4.066	3.883	4.114	3.796	3.545
Al	7.960	4.053	16.100	17.950	7.831	7.727	7.761	7.543	8.140	8.140
Tr	0.050	0.055	4.108	0.235	0.262	0.001	0.058	0.059	0.003	0.003
Fe ³⁺	0.099	-	0.103	0.057	0.101	0.026	0.100	0.029	0.034	0.045
Mg	0.021	0.711	1.117	0.717	-	-	-	-	0.098	0.089
Fe ²⁺	-	8.750	4.298	2.354	3.240	-	-	-	-	-
Na	-	-	5.184	-	3.999	8.004	-	8.064	-	-
Ca	0.130	0.175	-	0.042	0.019	0.002	0.084	-	-	-
K	0.490	-	0.081	-	0.052	0.001	0.013	-	0.003	-
OH	-	-	2.406	2.076	-	0.015	0.048	0.031	0.065	0.091

Hesaplar disten, andalusit için 20 (O), staurolit için 48 (O.OH), granat için 24 (O) tabanına göre yapılmıştır.

DİS-27, GR-7 : Sillimanit - disten - granat şist birimine ait disten ve granat analiz sonuçları.
Chemical analyses of kyanite and garnet of sillimanite-kyanite-garnet schist unit.

S-1, S-2 : Sillimanit - disten - staurolit - granat şist ve staurolit - granat şist birimlerine ait staurolit analiz sonuçları.
Chemical analyses of staurolites of sillimanite-kyanite-staurolite-garnet schist unit and staurolite-garnet schist unit.

DS-1, DS-2, DS-3, DS-4 : Disten - andalusit pegmatoidlerdeki disten kristallerine ait analiz sonuçları.
Chemical analyses of kyanites in kyanite-andalusite pegmatoids.

A-2, A-3 : Disten - andalusit pegmatoidlerdeki andalusit kristallerine ait analiz sonuçları.
Chemical analyses of andalusites in kyanite-andalusite pegmatoids.

Çizelge 8. Çalışma alanındaki şist ve pegmatoidlerdeki minerallere ait kimyasal analiz sonuçları.
Table 8. Chemical analyses of minerals observed in pegmatoids and schists of studied area.

Sillimanit-disten-almandin topluluğuna da birçok metamorfik bölgede rastlanır. (Chinner, 1932 : Turner 1968 den) Scottish Dalradian'da yaptığı çalışmada, diştin ve sillimanit arasındaki sillimanit izogradının keskin sınırlarla ayrılmadığını belirtmektedir. Araştırmacı, bu bölgedeki gnaysların sillimanit-disten-granat içerdiklerini saptamıştır. Winkler (1979) göre bu parajenezler orta derece metamorfizmasının orta ve ileri evrelerine karşılık gelmektedir.

İncelenen istifin tabanında yer alan ince zerrelili sillimanitli gnayslarda «sillimanit-K-feldspat-muskovit» beraberliği bulunmaktadır. Turner ve Verhoogen (1960) bu beraberliği almandin-amfibolit fasiyesinin en ileri aşamasına, Miyashiro (1979) orta dereceli basınç zonunun en yüksek dereceli bölgesine yerleştirmektedir. Winkler (1979) ise, bu parajenezin yüksek dereceli metamorfizmanın başlangıcını simgelediğini ileri sürmektedir.

Yukarıdaki incelemelerin sergilediği gibi bölgenin metamorfizma koşulları, şistlerde orta dereceli metamorfizmanın başlangıç, orta ve ileri evrelerini; gnayslarda ise yüksek dereceli metamorfizmanın başlangıcını simgelemektedir. Böylece, bölgesel metamorfizmanın orta derecenin başlangıcı ile yüksek derecenin başı arasında seyrettiğini vurguluyabiliriz.

SONUÇLAR

1) Menderes Masifi'nin genelinde, gnayslarda anahtar mineral bulunmamasına karşın, bölgemizdeki gnayslarda sillimanit-K-feldspat topluluğu saptanmıştır.

2) Bölgede gözlenen sillimanit oluşumları kendi aralarında granat, biotit, plajioloklas, staurolit ve distenden kaynaklanan sillimanitler olarak 5 grup altında toplanmıştır.

3) Bölgedeki şistlerde yer alan distenlerle biotitler arasında köken yönünden yakın bir ilişki bulunmaktadır. Bu şistler kimi yörelerde ekonomik olabilecek tenörde diştin kapsarlar.

4) Şistler içerisinde yer alan metagabrolardaki skapolitler de metamorfizma esnasında oluşmuştur.

5) Disten-andalusit pegmatoidlerdeki dev diştin kristalleri, metamorfizma esnasında yan kayalardan uygun kesimlere bol alüminyum göçü sonucu oluşmuştur. Bu kayalarda her üç Al₂SiO₅ polimorfunun da bulunması, koşulların üçlü nokta yakınlarında olduğunu göstermektedir.

6) Bölgedeki metamorfizma koşulları, orta derecenin başlangıcıyla yüksek derecenin başlangıcı arasında kalmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK yüksek lisans bursu ile parasal yönden desteklenmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ashworth, J.R., 1975, Staurolite at anomalously high-grade : Contr. Mineral Petrol., 53, 281-291-
Atabek, S., 1943, Gördes mika zuhurları hakkında rapor : M.T.A. Arviş No : 348.
Ayan, M., 1971, Gördes migmatitleri ve güneydoğu yöresindeki uranyum zuhurları oluşumları: A.Ü.F.F. Jeoloji bölümü, (Yayınlanmamış).

Baltatzis, E., 1979, Staurolite-Forming Reactions in the Eastern Dalradian Rocks of Scotland: Contr. Mineral Petrol., 69, 193-200.

Başarır, E., 1975, Çine güneyindeki metamorfizmaların petrografisi ve bireysel indeks minerallerin doku içerisindeki gelişimleri: E.Ü.F.F. İzmir, (Yayınlanmamış).

Deer, W.A., Howie, R.A., ve Zussman, J., 1972, Rock forming minerals: Vol. 1-4.

Erward, G., 1975, Temperature-Pressure and mixed-volatile equilibria attending metamorphism of staurolite-kyanite bearing assemblages, Esplanada Range, British Columbia: Geol. Soc. America. Bull., 86. numbe, 12.

Egger, A., 1960, Glimmer, feldspar und disthen Vorkommen in Gabiet von Gördes, Manisa : M.T.A. Derleme Rap. No : 2759.

Hoschek, G., 1967, Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolit: Contr. Mineral. Petrol., 14, 123-162.

Hoschek, G., 1969, The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks : Contr. Mineral. Petrol. 22, 208-232.

İnci, U., 1983, Demirci çevresi Neojenin jeolojisi ve bitümlü şist olanakları : Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, (Yayınlanmamış) •

Konak, N., 1982, Menderes Masifi'nin jeolojisi paneli: T.J.K.-J.M.O. Panel Kitabı.

Kun, N., 1976, Nebiköy-Kafaca ve Kavak köyleri çevresinin (Yatağan) jeolojik ve petrografik incelenmesi: Y. Lisans tezi, İzmir., (Yayınlanmamış).

Mason, R., 1980, Petrology of the metamorphic rocks : George Allen and Unwin. London., 479 p.

Miyashiro, A., 1979, Metamorphism and metamorphic belts: George Allen and Unwin, London., 480 p.

Savaşçın, M.Y., 1982, Batı Anadolu Neojen magmatizmasının yapısal ve petrografik öğeleri: T-J-K. J.M.O. panel kitabı.

Schreyer, W., Chinner, G.A., 1966, Staurolite-quartzite bands in kyanite quartzite at Big Rock, Rio Arriba County, New Mexico: Contr. Mineral. Petrol. 12, 223-244.

Turner, J., Verhoogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology: International series in the earth sciences- Mc Graw-Hill, London-, 694 p.

Turner, J., 1968, Metamorphic petrology: Mc Graw-Hill, 404 p.

Vernon, R.H., 1979, Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses : Lithos, 12,143-152-

Vrana, S., 1973, A model of aluminium silicate accretion in metamorphic rocks: Contr. Mineral. Petrol. 41, 73-82.

Winkler, H-G.F., 1965, Metamorfik kayaçların oluşumu: İ.T.Ü. Müh. Mim. Fak. yayınları, No : 118-, 223 s.

Winkler, H-G.F., 1979, Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer Verlag-, New York. 344 p.

Yardley, B.W.D., 1977. The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in Cannemara schists, Ireland: Contr. Mineral. Petrol. 65, 53-58.

Yazının Geliş Tarihi : 108.1933

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 28.4.1984

Yayıma Verildiği Tarih : 46.1984

Göktepe (Ermenek - Konya) kuzey kesimi Pb - Zn zuhurlarındaki floritlerin Y (yitriyum) içerikleri

A study of Y (Yttrium) contents of fluorites from the leadzinc deposits in the northern part of Göktepe (Ermenek - Konya)

MUSTAFA KUŞÇU, S.Ü.M.M.F. Jeoloji Müh- Bölümü, Konya-

ÖZ : Göktepe (Ermenek-Konya) kuzey kesimi Pb-Zn zuhurlarından alınan florit örnekleri 2 ile 23 ppm arasında değişen Y değerlerine sahiptirler. Değerlerin dağılımının darlığı ve çok küçük değerler göstermesine dayanarak floritlerin magmatik bir kökenden değil formasyon sularından kaynaklandığı söylenebilir.

ABSTRACT : Samples of fluorite minerals collected from the northern part of Göktepe (Ermenek-Konya) Show Y values ranging from 2 to 23 ppm. It is suggested that the fluorite is derived from the formation waters and not of magmatic origin because of the very small and restricted range of Y values.

GİRİŞ

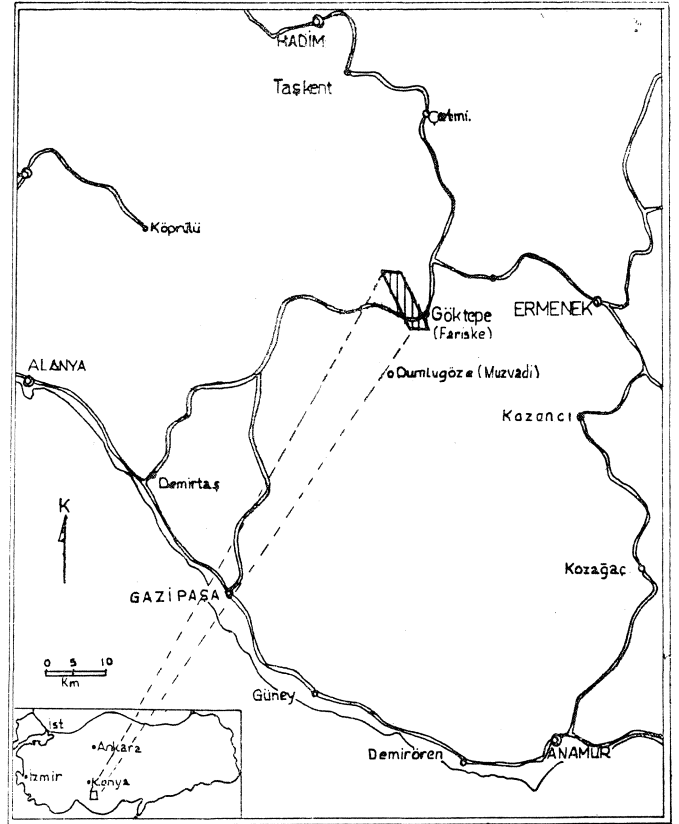
Kuzey (Sarıpmar) ve güney kesimi olarak iki grupta toplanan (Kuşçu, 1983) Göktepe-Ermenek yöresi cevherleşmeleri, Orta Toroslar'ın floritce en zengin zuhurlarının bulunduğu tek bölgedir.

Florit mineralini içeren cevher yataklarının oluşum sıcaklıklarının belirlenmesinde floritteki sıvı kapanmalarının yanısıra, yitriyum kapsamalarının incelenmesi de yatakların oluşumuna ışık tutabilmektedir. Farklı kökene sahip birçok floritli yataktan alınan örneklerin Y içeriklerinin belli değerler altında toplandığı saptanmıştır (Smith, 1974).

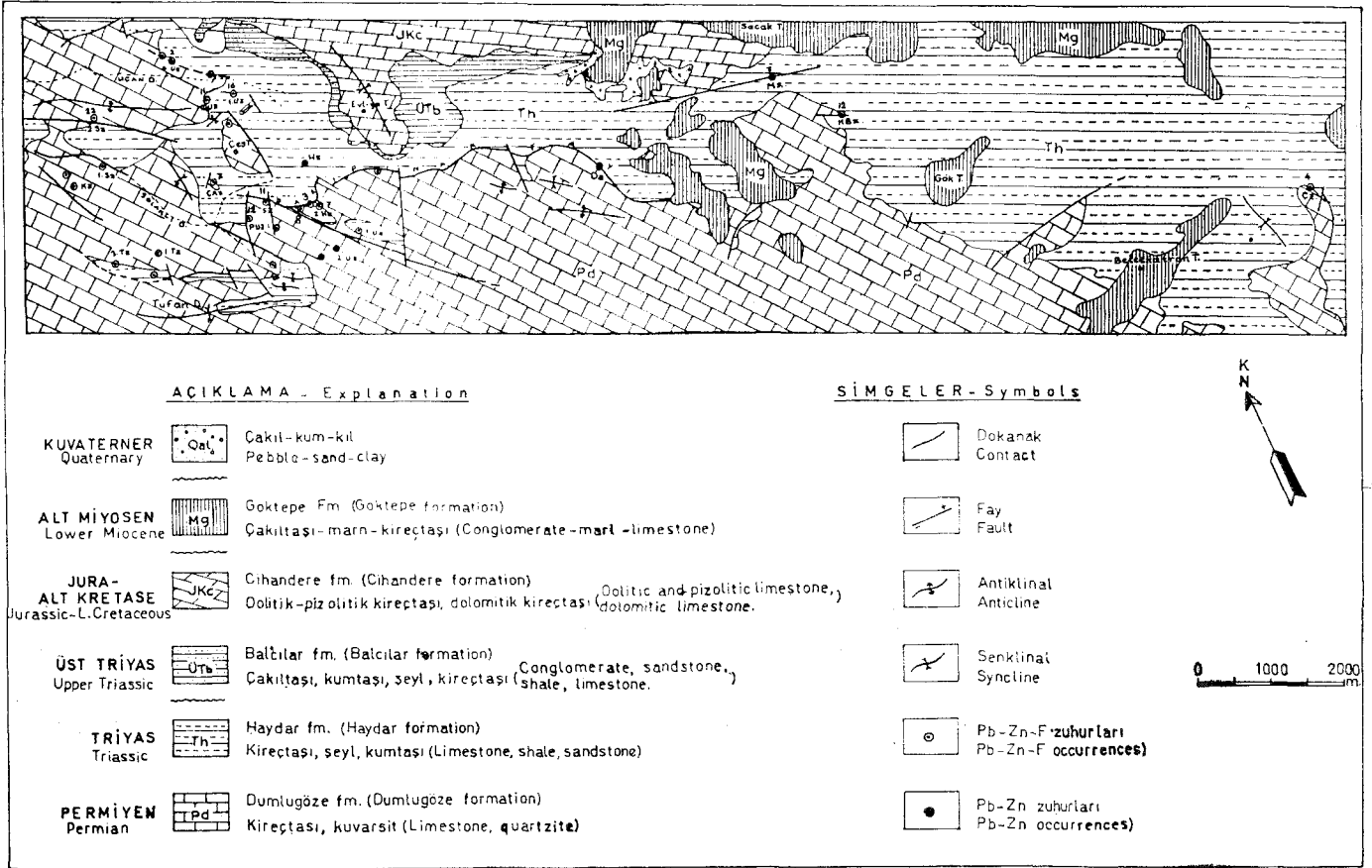
İnceleme alanında karbonatlı kayalar içerisinde yer alan Pb-Zn zuhurlarının kaynağını gösteren belirgin bir verinin olmayışı ve Mississippi Vadisi tipi yataklara benzerliğinin de araştırılması floritlerde Y analizleri yapılmasına neden olmuştur.

JEOLJİK KONUM

Göktepe kuzey kesimi (Sarıpmar) Pb-Zn zuhurları, Torid tektonik kuşağının orta-batı kesiminde yer alır (Şekil 1). İnceleme alanının bulunduğu kesimde çoğunlukla karbonatlı kayalar içeren Üst Devoniyen-Karbonifer yaşlı Gök-su, Permian yaşlı Dumlugöze, Alt-Orta Triyas yaşlı Haydar, Üst Triyas yaşlı Balcılar ve Jura-Alt Kretase yaşlı Cihandere formasyonlarını (Kuşçu, 1983) içeren Aladağ Birliği (Özgül, 1976) ile yanıl ve düşey geçişli çakıtaşı, marn, resifal kireçtaşlarını kapsayan Alt Miyosen yaşlı Göktepe formasyonu (Demirtaşlı, 1978-, Kuşçu, 1983) yüzeylemektedir (Kuşçu, 1984). Floritli Pb-Zn zuhurları Permian yaşlı Dumlugöze formasyonunun Mizzialı kireçtaşları ile Alt Triyas yaşlı Haydar formasyonunun oolitik-stromatolitik kireçtaşlarıyla temsil edilen taban düzeylerinde ve bu kaya birimlerinin geçişlerinde gözlenirler (Şekil 2, Kuşçu, 1983).



Şekil 1. Yer bulduru haritası-
Figure I- Location map.



Şekil 2. Göktepe (Ermenek-Konya) kuzey kesimi floritli Pb-Zn zuhurlarının Y değerlerini gösteren harita.

Figure 2. Map showing the Y values of the fluorite-bearing lead zinc occurrences of the northern part of Göktepe (Ermenek-Konya).

Cevherleşmeler çoğunlukla kırık ve fay zonlarına çeşitli kalınlıkta damarlar biçiminde yerleşmekle birlikte, tabakaya bağımlı (stratabound) olarak da bulunurlar. Cevher damar doğrultularının hemen her yöne gelişme göstermelerine karşın çoğunlukla KB-GD doğrultusunda yoğunlaştıkları, eğim yönlerinin ise genelde 20°-60° ile K ve D'ya olduğu gözlenmiştir. Pb-Zn cevherleşmelerinde (bazı zuhurlarda değişmekte birlikte) ilksel cevher mineralleri sfalerit, galenit, pirit, çok az markazit, eşlik eden mineraller florit, dolomit, kalsit ve kuvarsit iken, ikincil mineraller simitsonit, seruzit, anglezit, hidrozinkit ve limonittir. Cevherleşmeler Pb-Zn-F tenörü yönünden yüksek, rezerv açısından ise küçük değerler gösterirler. Zuhurların formasyon sularından kaynaklandığı veya daha önce sedimanlar içerisinde dağılmış olan elementlerin yeraltı suları etkisiyle toplanarak uygun açık yerlerde yığılması sonucu oluştuğu düşünülmektedir (Kuşçu, 1983).

ANALİZ YÖNTEMİ

Araştırılan sahada zuhurlardan floritce zengin el örnekleri toplanmış ve örnekler laboratuvarında çekiçle kırılarak floritsiz kısımlar ayıklanmıştır. Bu yolla elde edilen floritli parçacıklar binoküler mikroskop altında tek tek se-

çilerek elektron mikroskopunda saflık testinden geçirilmişler, daha sonra öğütülen ve etüve konarak yaklaşık 110°C de kurutulan florit örnekleri üzerine asit borik eklenerek belli bir basınç altında (1 ton) peletlenmişlerdir.

Hazırlanan florit peletleri Southampton Üniversitesi Jeoloji Bölümü jeokimya laboratuvarında otomatik, 24 kanallı, Philips model PW 1212 X-Ray floresens spektrometresi ile standart örneklerle birlikte Y elementi için analiz edilmişlerdir. Her zuhura ait florit örneklerinden ölçülen Y değerleri Çizelge 1'de verilmiştir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAK

İncelenen Pb-Zn zuhurlarının kaynağının belirlenmesi çalışmalarında floritlerin Y içeriklerinin saptanması ve yorumu ele alınan faktörlerden biridir. Smith, (1974) Kuzey Pennin hidrotermal damar floritlerinin Y kapsamının 102-803 ppm arasında değiştiğini, bu damarların juvenil eriyikler tarafından oluşturulduğunu ve Cornibian granit plutonu ile bağlantılı olduğunu vurgular. Yine aynı yazar karbonatlı kayaçlar içerisinde yer alan Mississippi Vadisi tipi Pb-Zn yataklarına ait floritlerin Y kapsamının 0.00-53.00 ppm arasında değiştiğini (ortalama 18 ppm) ve formasyon sularından kaynaklanabileceğini belirtir. Nitekim

Örnek No. Sample No.	Alınan zuhur Sample location	Y (ppm)
ÇKB 1	Çukurbağ Zuhuru (ÇZ)	4
KB 1	Kuzubögedi Zuhuru (KBZ)	12
MZ	Makam Zuhuru (MZ)	7
2. HZ	2. Haydar Zuhuru (2HZ)	7
3. HZ	3. Haydar Zuhuru (3HZ)	3
4. HZ	4. Haydar Zuhuru (4HZ)	8
SP 1	Sarıpınar Zuhuru (SZ)	11
PÜ 1	Pınarüstü Zuhuru (PÜZ1)	12
ÇAZ	Çeştepe Zuhuru (ÇAZ)	7
1. UZ	1. Uçandere Zuhuru (1UZ)	16
2. UZ	2. Uçandere Zuhuru (2UZ)	11
4. UZ	4. Uçandere Zuhuru (4UZ)	2
SK 8	2. Solaklı Zuhuru (2UZ)	22
KKZ 1	Kurşunkayası Zuhuru (KKZ)	23
Ortalama Average		10

Çizelge 1. Göktepe (Ermenek-Konyaî Kuzey Kesimi (Sarıpınar) Pb-Zn Zuhurlarındaki Floritlerin Y analizleri.

Table 1. Y analyses of fluorites from the Pb-Zn occurrences of northern part of Göktepe (Ermenek-Konya).

Mississippi Vadisi ve Alpin tipi Pb-Zn yataklarının kökenleri üzerinde çeşitli tartışmalar sürmesine karşın, Alpin tipi cevherleşmelerin çoğunlukla stratiform ve sedimanter, cevherin ilksel kaynağının ise anakayaçlarla eşyaşlı ve denizaltı volkanizmasıyla bağlantılı olduğu belirtilir (Sangster, 1976). Mississippi Vadisi tipi yatakların metal gelimi ise tabaka boşluklarında sıkışmış denizel kökenli sıvılar ile bağlantılı epijenetik cevher eriyikleri olduğu kabul edilmektedir (Brown, 1970).

İnceleme alanının 14 zuhurundan alınan floritlerin Y analiz sonuçlarının en yüksek değeri Kurşun kayasında 23 ppm, en düşük değeri ise 2 ppm ile 4. Uçandere'dedir. Y değerlerinin ortalaması 10 ppm'dir (Çizelge 1). Bu veriler zuhurların magmatik-hidrotermal olmasının zayıf bir olasılık olduğunu ve Mississippi Vadisi tipi yatakların floritlerinin Y içeriklerine benzerliğini gösterir,

Arazi çalışmaları ve elde edilen analiz sonuçlarına göre cevherleşmelerin formasyon sularından veya sedimanter kayaçların içerisinde dağılmış olan eser miktardaki elementlerin (Dumlugöze ve Haydar formasyonları sağlamış olabilir) yeraltı suları ile deriştirilmesi ve uygun yerlere epijenetik olarak yığıştırılması köken için düşünülen bir modeldir. Fakat bu varsayımın geçerliliği tartışılabilir. Bu nedenle cevherlerin nereden ve nasıl kaynaklanmış olabileceği bundan sonra yürütülecek araştırmalar çerçevesinde işlenmeye devam edilecektir.

KATKI BELİRLEME

Analizlerin yapılmasına olanak sağlayan Southampton Üniversitesi Jeoloji Bölümü Başkanı Prof. Dr. E.W. Nesbitt ve Dr. Nick Badham ile araştırmanın oluşmasına ilgi ve önerileriyle yardımcı olan Dr. Ömer Akıncı ve Yard. Doç. Dr. A. Ayhan'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Brown, J.S., 1970, Mississippi Valley type lead-zinc ores : Mineral. Deposita, 5,103-109.
- Demirtaşlı, E., Gedik, t, ve İmik, M., 1978, Ermenek batısında Göktepe-Dumlugöze ve Tepebaşı arasında kalan sahanın jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. 32. Bil. Tek. Kur. Bildiri özetleri, 9-
- Kuşçu, M-, 1983, Göktepe-Ermenek (Konya) yöresinin jeolojisi ve Pb-Zn yatakları: Doktora tezi (yayınlanmamış), Selçuk Univ., 181 s.
- Kuşçu, M., 1984, Göktepe (Ermenek-Konya) yöresinin Pb-Zn zuhurları (hazırlanmakta).
- Sangster, D.F., 1976, Carbonate hosted lead-zinc deposits: in Wolf, K.H., ed., Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits: Elsevier, New York, 6, 447-456.
- Smith, F.W., 1974, Factors governing the development of fluorspar ore bodies in the North Pennine ore field! Doktora tezi (yayınlanmamış), Durham Univ., 225 s.

Yazının Geliş Tarihi : 133.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 45-1984

Yayıma Yerliliği Tarih : 11,5.1984

Pınarbaşı (Kayseri) Çevresindeki allokton birimlerin Stratigrafisi ve Yapısal durumları

Stratigraphy and structural position of the allochthonous units around Pınarbaşı (Kayseri)

SIYAMI ÖZER, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
İSMAIL TERLEMEZ, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara-
MUHSİN SÜMENGEN, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
EMİN ERKAN, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

ÖZ : Çalışma alanı Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza arasında yer almaktadır.

Çalışma alanının güneyinde Kambriyen'den Tersiyer'e kadar düzenli bir dizi gösteren Geyikdağı Birliği yer alır. Bu birim bölgedeki allokton birimlere göre göreceli otoktondur.

Güneyden kuzeye doğru gidildikçe, ilksel düzenleri bozulmamış ve bazıları başkalaşıma uğramış Paleozoyik-Mesozoyik yaş aralıklarını içeren allokton kaya birimleri görülmektedir. Bunlar Triyas-Üst Kretase yaştaki karbonatları içeren Kireçlik yayla Napı; yine Triyas-Kretase yaştaki kayatürlcrinden oluşan Belören Napı; Üst Devonyenden Üst Kretase sonuna kadar bir istif sunan Aygörmezdağı Napı; başkalaşım özelliği gösteren ve Permiyen-Alt Kretase yaştaki kayatürlerini içeren Hınzırdağı Napı'dır. Bu allokton birimlerin bazılarının en üst bölümlerini ofiyolitli karışık oluşturmaktadır. Ayrıca bunların hepsinde üzerleyen ofiyolit napı görülmektedir. Allokton birimlerin bölgeye yerleşme yaşları Maestrihtiyen sonudur.

Allokton birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alan Tersiyer kayaları oldukça geniş yüzeylemeler vermektedir. Ayrıca çalışma alanının kuzeyinde yer alan Paleosen-Eosen yaşta ve olistostrom özelliğindeki kayatürleri de, allokton birimlerin yerleşiminden sonra egemen olan tektonik duraylılığın tekrar bozulduğunu gösterir özellikler taşımaktadır.

ABSTRACT : The study area lies between Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza. Geyik Dağı Unit is situated in the south of the region and comprises a regular sequence ranging from Cambrian to Tertiary. This unit is relatively autochthonous with respect to allochthonous units.

Allochthonous rock units of Paleozoic-Mesozoic age crop out towards north which preserve their primary properties, and are locally metamorphosed. These are: Kireçliyayla Nappe including Triassic-U. Cretaceous carbonates, Belören Nappe consisting of Triassic-Cretaceous rocks, Aygörmezdağı Nappe comprising a sequence from U. Devonian to U. Cretaceous, and Hınzırdağı Nappe consisting of metamorphosed Permian-L. Cretaceous rocks. The uppermost parts of some of these nappes are formed by the ophiolitic melange, and all the nappes are overlain by an ophiolite nappe. Emplacement age of the allochthonous units is Late Maestrichtian.

The Tertiary formations unconformably overlying the allochthonous units crop out over extensive areas. The Paleocene-Eocene formations to the north of the region, which are olistostromal in character, indicate that the tectonic stability which prevailed after the emplacement of the allochthon was disrupted once again-

GİRİŞ

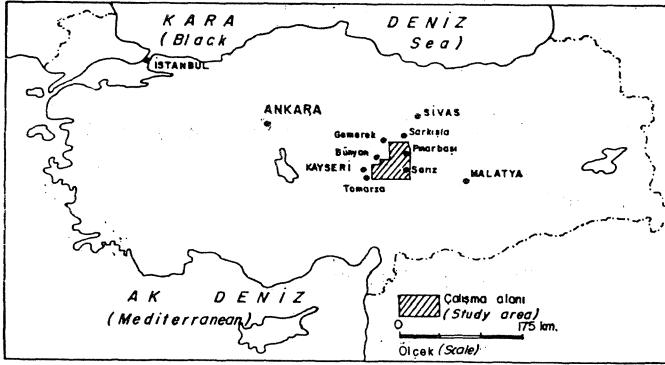
Doğu Toroslarm bir bölümünü oluşturan çalışma alanı, Sivas'ın güneyinde ve Kayseri'nin kuzeydoğusunda, Gemerek-Bünyan-Tomarza-Sarız-Pınarbaşı-Şarkışla ilçe merkezleri arasında yer almaktadır (şekil 1). Araştırmanın amacı, çalışma alanındaki kayatürlerinin stratigrafisini ve tektonik konumlarını saptamak ve bölgenin jeotektonik evrimine baz oluşturacak verileri elde etmektir.

Bu yörede Özkan (1956) ve Lebkuchner (1957) yaptıkları çalışmalarda, yalnızca bölgenin bir bölümünün 1/100000 lik jeolojik harita alımını gerçekleştirmişler ve

temel jeolojik sorunlara hiç eğilmemişlerdir. Ayrıca çalışma alanının güneyinde Demirtaşlı (1967), Yoldaş (1972), Özgül ve diğerleri (1973) çalışmışlardır. Bu araştırmacılar da çalışma alanımızdaki allokton birimlere fazla değinmemişlerdir. En son olarakta Altınar (1981) Pınarbaşı kuzeyinde yer alan Aygörmezdağı Napı'nda çalışma yapmıştır. Çok ayrıntılı olan bu çalışma, çalışma alanımızın içinde çok ufak bir bölüm oluşturmaktadır.

Bu yazıda önce bölgedeki allokton birimlerin kısa stratigrafileri/ sonra yapısal durumları anlatılacak daha sonra da sonuçlar sunulacaktır.

U) Bu bölgeye ait ayrıntılı verilerimiz Türkiye Jeoloji Kurumu 34. Bilimsel Kurultayında bildiri olarak sunulmuştur.



ŞeMİ i : Bulduru haritası
Figure 1 : Location map

Doğu Torosların kuzeyinde yer alan çalışma alanımızda, farklı-stratigrafik dizilim ve yapısal konum gösteren birimler 5 ana başlıkta incelenmiştir.

- 1 — Otokton birim
- 2 — Allokton birimler
- 3 — • Ofiyolitli karışık
- 4 — Metamorfik ofiyolitli karışık
- 5 — Ofiyolit napı

OTOKTON BİRİM (g)

Çalışma alanını güneyinde otokton konumlu birim yer alır. 7000 m kalınlığa ulaşan otokton istif Kambriyen'den Tersiyer'e kadar uzanır (şekil 2,3). Özgül (1976) bu tortul diziyi Geyikdağı Birliği adını vermiştir.

Otokton tortul dizisi çalışmamızın dışında kalmasına karşın bölgemizdeki diğer tortul birimlerle dengelemek ve yine güneyde yer alan ofiyolitli karışık ile yapısal ilişkisini açıklığa kavuşturmak için çok az bir bölümde incelenmiştir. Ancak daha önceki araştırmacıların (Özgül ve diğerleri, 1973) verilerinden yararlanılarak stratigrafik özelliklerine kısaca değinilecektir (Şekil 3).

Geyikdağı Birliği'nin Kambriyen yastaki bölümleri şist, kuvarsit ile başlar, üste doğru yumrulu kristalize kireçtaşı ile devam eder. Bunun üzerine Ordovisiyen yaşta ve kalınlığı 1150 m olan yumrulu kireçtaşı ve milli şeyi izlenmektedir.

Ordovisiyen üzerine uyumsuz olarak gelen Silüriyen'in yaklaşık kalınlığı 750 m olup, alttan üste doğru çakıltaşı, kumtaşı, şeyi, kumtaşı-şeyl ardalanması ve kumtaşı, çamurtaşı, şeyi, killi kireçtaşının düzensiz ardalanmasından oluştuğu görülmektedir. Silüriyen üzerine uyumlu olarak gelen ve yaklaşık 1700-1900 m kalınlığa erişen, bazı seviyeleri dolomitleşmiş kireçtaşlarından oluşan Devoniyen gelmektedir. Üste doğru sıra ile 340 m kalınlığında ve Karbonifer yaşta kireçtaşı, şeyi ardalanması; kuvarsit, killi kireçtaşı; 200 m kalınlığında altta kuvarsit üstte kireçtaşından oluşan Permilen ve 200 m kalınlıktaki killi, milli kireçtaşı, kireçli kiltası ve şeylin meydana getirdiği Triyas izlenmektedir.

Triyas üzerine uyumsuz olarak gelen ve yer yer dolomitleşmiş seviyeler içeren kireçtaşları, 1300 m kalınlıkta Jurasik-Kretase yaşta. Bu birim üzerine 300 m kalınlık gösteren Üst Kretase kireçtaşları gelmektedir.

Birliğin en üst bölümünü oluşturan ve alttaki birim üzerine uyumsuz olarak gelen Eosen (Lütesiyen), çakıltaşı ile başlamaktadır. Daha sonra kireçtaşı ile devam eden istifin en üst bölümünde kumtaşı, şeyi ardalanması yer alır. Eosen'in kalınlığı 400 m dir.

ALLOKTON BİRİMLER

Çalışma alanının çeşitli yörelerinde yüzeyleyen ve birbirlerinden farklı stratigrafik dizi ve yapısal konum sunan allokton birimler izlenmektedir. Bunlar güneyden kuzeye doğru; Kireçlik yayla Napı, Belören Napı, Aygörmezdağı Napı ve Hınzır Dağı Napı'dır (şekil 2). Kireçlik Yayla Napı (pk)

Bu nap Orta-Üst Triyas'tan Üst Kretase'ye kadar uzanan zaman aralığına ait karbonat kayalardan yapılmıştır (şekil 3). Alt bölümü gri az kristalize, tabakasız kireçtaşı ile başlamakta, üste doğru yine gri, siyah, genellikle kalın tabakalı veya tabakasız, çörtlü, oolitik kireçtaşı ile devam eder. En üstte gri, bej, orta-ince tabakalı, çört yumrulu kireçtaşları gelmektedir. Bu anlatılan bölüm Orta-Üst Triyas (Involutina eomesozoca (Oberhauser), Involutina sp., Trochammina sp., Endothyranella sp., Frondicularia sp. vb. mikrofosillere göre) yaşta. Bu bölüm üzerine uyumlu olarak gelen Jurasik-Alt Kretase (Cuneoline sp., Protopanero-plis sp., Nautiloculina sp., Trocholina sp., Conicospirillina sp., Valvulina sp. vb. mikrofosillere göre) ise alt bölümleri gri, orta-kalm tabakalı, oolitik, çörtlü kireçtaşlarının ardalanmasından; üst bölümleri rudistli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Napın en üst bölümlerinde pelajik kireçtaşları yer alır. Bunlar beyaz, ince-orta tabakalı, çok ince taneli ve Globotruncanalı olup Senoniyen (Globotruncana sp., Heterohelix sp., Radiolaria vb. mikrofosillere göre) yaşta. Bu napın üzerinde ofiyolitli karışık yer almaktadır (şekil 2,3). "Pu karışık daha sonra ayrı bir başlıkta anlatılacaktır.

Belören Napı (b)

Triyas-Jurasik-Kretase yaştaki kayatürlerini içeren bu nap Pazarören güneybatısındaki Belören Köyü çevresinde yer almaktadır (şekil 2).

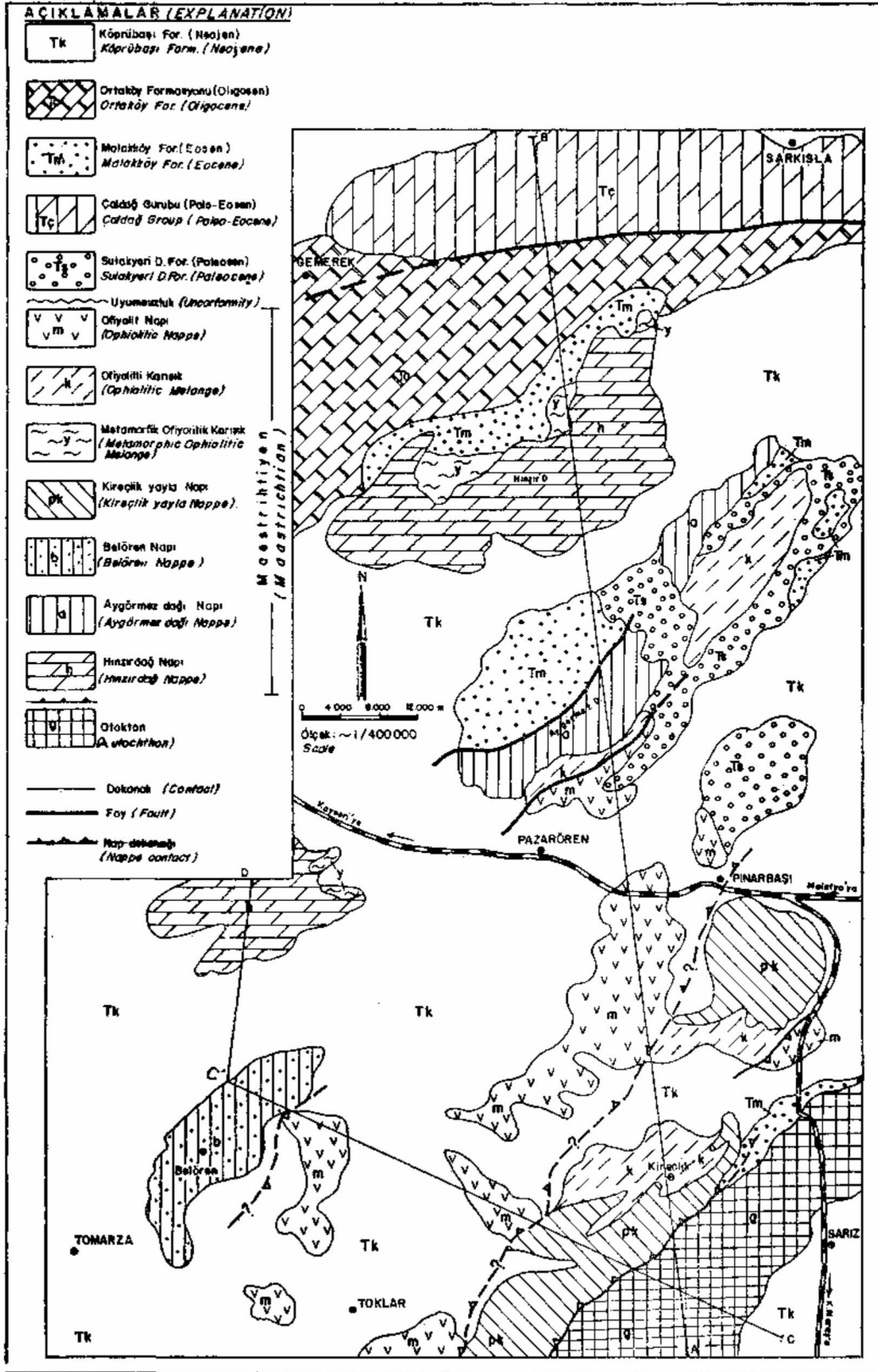
Altta yeşil, morumsu renkte porfirik dokuda diyabaz ile bunlarla ilksel ilişkili yeşil, mor, kırmızımsı tuf seviyeleri gelmektedir. Tüfler tabakalı, olup, kalınlıkları sm-m arasında değişen kireçtaşları ile ardalanmalıdır. Kireçtaşları gri, morumsu yer yer kıvrımlıdır. Tüflerle ilksel ilişkili olan bu kireçtaşları yer yer de blok görünümündedirler. Orta-Üst Triyas (Involutina eomesozoca (Oberhauser), Trocholina sp., Trochammina sp., Gastropoda, Alg, Mercan vb. fosillerine göre) yaştaki bu bölümün kalınlığı 250 m yi geçmektedir.

Altta diyabaz ve tüflerle geçişli ve olası kalınlığı 500 m civarında olan Aaleniyen-Berriazyen (Protopanero-plis striata Weynschenk, Protopanero-plis cf. trochangulata Septfontaine, Trocholina elongata Leupold, Trocholina sp., Valvulina sp., Alg vb. fosillere göre) ise kireçtaşı ile temsil edilmiştir. Kireçtaşı; altta boz, gri beyazımsı renkte, orta-kalm tabakalı, ender ince tabakalı, oolitik ve çörtlüdür. Daha üstte, gri kirli sarı, orta-kalin tabakalı, çörtlü ve manganlı; en üstte beyaz, gri, bej renkte, ince-orta tabakalı, çört arabantlı, kristalize ve pelajik özelliktedir (şekil 3).

Aygörmezdağı Napı (a)

Bu nap Üst Devoniyenden Üst Kretase sonuna kadar uzanan bir istifi içerir (şekil 3). Pazarören kuzeyinde ve Aygörmezdağı çevresinde yüzeylemeleri izlenmektedir (şekil 2). Altmer (1981) in Aygörmezdağı çevresinde yaptığı stratigrafik çalışmalardan elde ettiği veriler, bizim verilerle genelle uyumluluk sağlamaktadır.

Enaltta şeyi ile bazı seviyeleri dolomitik, gri ve siyah bol makrofosilli kireçtaşı ardalanması izlenmektedir. Bu



Şekil 2 : İnceleme alanının yapı haritası
Figure 2 : Structural map of the studied area

bölüm Üst Devoniyen (*Nanicella* sp. mikrofosiline; *Cyrtospirifer* sp., *Thamnopora* sp., *Disphyllum* sp. vb. makrofosillere göre) yaşta olup, üzerine uyumlu olarak ve kalınlığı 400 m yi bulan Alt-Orta-Üst Karboniferi (*Tournayella* sp., *Eoforschia* sp., *Globoendothya* sp., *Radiosphaera* sp., mikrofosillerine göre Toumasiyen; *Archaeodiscus stubcylindricus* Braznikova ve *Potievskaya Mediocris* sp., *Pseudostaffella* sp., *Tournayella* sp., *Millerella* sp., *Eostaffella* sp. mikrofosillerine göre Viziyen; *Fusulinella* sp., *Profusulineila* sp., *Millerella* sp., *Qzawainella* sp., *Schubertella* sp., *Ungderella* sp., *Tetrataxis* sp. mikrofosillerine göre) Orta-Üst Karbonifer gelmektedir. Karbonifer altta gri, siyah kireçtaşı ile başlamakta, üstte doğru kireçtaşı şeyi araldanması ile devam etmekte ve en üstte ise sarı, yer yer gri ve siyah bazen dolomitik özellikte, üst bölümleri *Fusulin*'li kireçtaşı özelliği göstermektedir. Bu kireçtaşları aralarında kuvarsit seviyeleri ile bol mercan içermektedir. Karbonifer üzerine, kuvarsit ile başlayan ve uyumlu olarak Alt-Orta-Üst Permiyen (*Pseudoschwagerina* sp., *Eugosofusulina* sp., *Girvenella* sp., *Pseudofusulina* sp. vb. mikrofosillere göre Alt Permiyen; *Parafusulina* sp., *Pseudoendothya* sp., *Pachyphloia* sp. vb. mikrofosillere göre Orta Permiyen; *Nankinella* sp., *Neohemigordius* sp., *GloMvalvulina* cf. *bulloides* Brady, *Hfizzia* sp., *Vermiporella* sp., *Pseudovermiporella* sp. vb. mikrofosillere göre ise Üst Permiyen) gelir. Kuvarsitin üzerine ise gri, siyah renkte, orta-kalm tabakalı *Girvenella* ve *Schwagerina*'li kireçtaşı gelmektedir. Permiyenin kalınlığı, 220 m olarak ölçülmüştür. Bu birim stramatolitli bir kireçtaşı ile başlayan ve 200 m kalınlığındaki Triyas'a *CGlomospirella* sp., *Thaumatoporella* sp., *Valvulinidae*, *Gastropoda* vb. fosillere göre) geçmektedir. Triyas, aralarında Killi kireçtaşları ve çok az kumtaşı içeren sarı, gri renkte, orta-kalm tabakalı bazı düzeyleri bol makrofosil kavkılı Jdreçtaşından oluşmaktadır- Ancak en üst düzeyinde kuvarsit ve kumtaşı yer alır.

Triyas üzerine uyumsuzlukla Orta Jura-Alt Kretase *Protopenoplis* sp., *Pfenderina trochoidae* Smout veya *Sugden*, *Mesoendothya* sp., *Valvulina* sp., *Glomospira* sp., vb. mikrofosillere göre) yaştaki kayatürleri gelmektedir. 500 m kalınlığındaki bu birim gri, koyu gri renkte, ince-orta-kalm tabakalı ve yer yer dolomitik kireçtaşından oluşur. Alt Kretase üzerine napm en üst formasyonu olan ve kalınlığı 70 m yi bulan Kampaniyen-Maestrihtiyen (*Globotruncana linneina* (d'Orbigny), *Globotruncana* cf. *forficata* Plummer, *Rudist* vb. fosillere göre) gelmektedir. Bu bölüm açık gri, orta-kalm tabakalı ve rudistli kireçtaşı ile kırmızı, beyaz renkte ince tabakalı *Globotruncana*'li kireçtaşı tarafından temsil edilmektedir. Napm en üst bölümünde ise, Senoniyen kireçtaşları üzerinde yer alan ofiyolitli karışık görülmektedir (şekil 2,3). Bu karışık ayrı bir başlıkta anlatılacaktır-

Hınzır Bağı Napı (h)

Karbonifer (?) - Alt Kretase zaman aralığına ait ve kristalize kireçtaşlarının egemen olduğu kayatürlerini içeren bu nap, Hınzır Dağı ve Kuramaz Dağı çevresinde yaygın yüzeylemeler vermektedir (şekil 2-3). Hınzır Dağı ve Kuramaz Dağı'nda yüzeylemeleri birbirlerine benzer özellikler içermelerine karşın farklılıklarında vardır. Ancak biz bunları bir başlık altında anlatmayı daha uygun bulduk-

Bu napm en alt bölümleri olan Karbonifer (üstteki fosilli Permiyen'e göre) yaştaki kayalar Kuramaz Dağı'nda

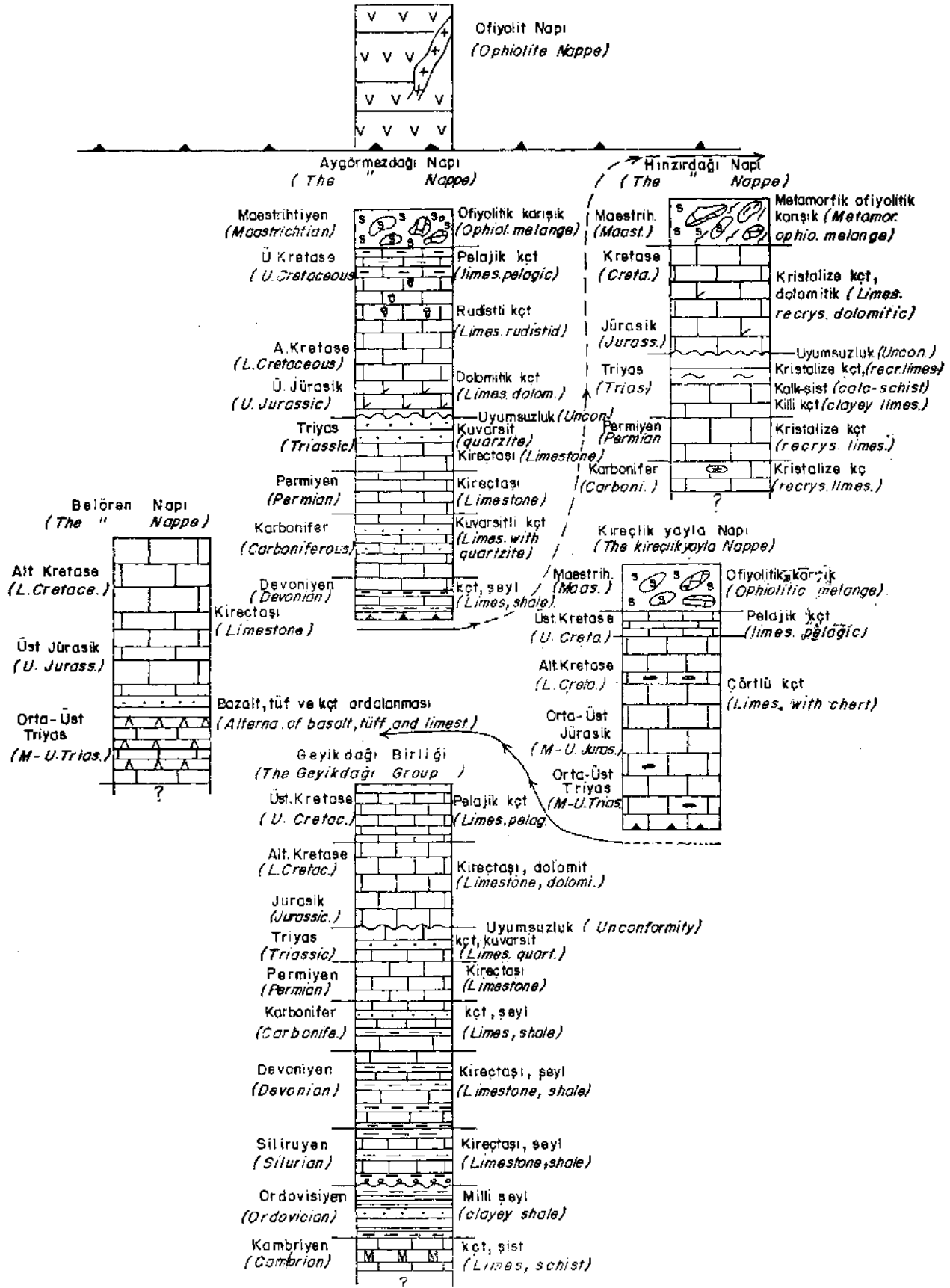
izlenmektedir. Karbonifer altta siyahımsı, gri, bol krinoid ve mercanlı kristalize kireçtaşı ve üstte doğru morumsu, şistozite gösteren şeyi arakatlı killi-kumlu kireçtaşı ile temsil edilir. Bunun üzerine gri, siyahımsı, ince-orta tabakalı, mercan kavkılı kristalize kireçtaşı gelmektedir- Bu kireçtaşlarının dış yüzeylerinde sarımsı *Fusulin*ler görülmektedir. Yaklaşık 40-50 m kalınlığında olan bu birim *Girvenella* bir seviye ile başlayan Permiyen (*Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp., *Glob valvulina* sp., *Girvenella* sp., v.b. mikrofosillere göre Alt-Orta Permiyen; *Nankinella* sp., *Mizzia* sp., mikrofosillere göre Üst Permiyen) yaştaki birimle geçişlidir. *Girvenella*'li ve *Pseudoschwagerina*'li zon 30-40 m kalınlığında olup kırmızı renkte ve orta tabakalıdır. Bundan sonra kuvarsit seviyesi izlenmekte ve daha sonra siyah, koyu gri, orta-kalm tabakalı ve *Mizzia* içeren kristalize kireçtaşı yer almaktadır. Kuramaz dağında bu özellikteki Permiyen, Hınzır dağında; altta koyu gri, orta-kalm tabakalı, az dolomitize ve kristalize kireçtaşı ile başlamakta, üstte doğru siyah, orta-kalm tabakalı az dolomitize kireçtaşı, bunun üzerine beyaz, gri, orta-kalm tabakalı dolomitik kireçtaşı gelmektedir. Daha sonra ise siyah, orta-kalm tabakalı kristalize, bol brakiyopod kavkılı parçaları, kurt izleri ve *Mizzia* içeren kireçtaşları görülmektedir. Permiyen üzerine uyumlu olarak ve yaklaşık 400 m kalınlık sunan Triyas (stratigrafik ilişkiye göre) gelmektedir. Triyas altta stramatolitli bir seviye ile başlamakta ve daha sonra beyaz, gri, ince-orta tabakalı, lamellibrans kavkılı, kristalize kireçtaşı ile sarı, yeşil renkte ince tabakalı ve laminalı kalkıştırdanlanması izlenmektedir. Bu araldanma yalnızca Kuramaz dağında görülmektedir. Hınzır dağında Triyas kristalize kireçtaşı şeklindedir.

Triyas üzerine uyumsuz olarak olası Jurasik-Kretase (mikrofauna bulunamadı, yaş stratigrafik ilişkiye göre) yaşta kayatürleri gelmektedir. Tek düze kayatüründen (kristalize kireçtaşı) oluşan bu birim, genellikle gri, siyah renkte olup ayrıca yer yer kırmızı olanları da izlenmektedir ki, bu en üst seviyelerini oluşturmaktadır. Kalm-orta tabakalı, oldukça kıvrımlı ve az da olsa makrofosil (lamellibrans) içermektedir. Ara seviyeler halinde kırmızı killi kireçtaşı - gri, siyah dolomitik seviyeler ve sık sık tekrarlanan demirli zonlar izlenmektedir. Oldukça kıvrımlı ve faylı olması nedeniyle kalınlığı belirlenemedi. Ancak olası kalınlığının 500 m üzerinde olduğu sanılmaktadır. Hınzır Dağı Napı'nın üzerinde, metamorfik ofiyolitli karışık yer alır (şekil 2,3). Bu karışık ayrı bir başlıkta anlatılacaktır.

OFİYOLİTLİ KARIŞIK (k)

İnceleme alanı içindeki karışık birim, çeşitli derecede serpantinleşmiş ultrabazik, bazik ile split, aglomera, grovakların oluşturduğu, yaygın makaslamak matrisi ile boyutları dm'den metrelerceye kadar değişen, farklı yaş ve fasiyeste tortul kayaç bloklarının karışmasıyla oluşan ve genel olarak haritalanabilen birimdir.

Bu karışık yeşil, koyu yeşil serpantinleşmiş peridotit; yeşil, gri, yer yer morumsu volkanit (split, bazalt, aglomera, tüf); yeşil, gri, bol volkanit elemanlı kumtaşı ve grovak; çeşitli boyutlarda dayk ve filon şeklinde gabro, diyabaz; kırmızımsı, siyahımsı splitlik aglomera ve yer yer radyolaritlerin birbirleriyle karışmasından oluşan ve değişik boyutlarda ve değişik fasiyelerde Jurasik'ten Üst Kretase'ye kadar değişik yaşlarda tortul bloklardan oluşmaktadır. Bu ofiyolitli karışık çalışma alanının güneyindeki ve Pınarbaşı kuzeyindeki yüzeylemeleri birbirleriyle (özellikle



Şekil 3 : Napların litostatigrafik kesitleri (ölçeksiz)
Figure 3 : Lithostratigraphic sections of the nappes (not to scale)

matriksi) biraz farklılık göstermekte isede, bu durum bunların ayrı başlıklar altında anlatılmasına neden olmamaktadırlar (şekil 2). Ayrıca çalışma alanımızın güneyindeki karışık Kireçlik yayla Napı'nı, Pınarbaşı kuzeyindeki ise Aygörmezdağı Napı üzerinde yer almaktadır, (şekil 2,3)-
METAMORFİK OFİYOLİTLİ KARIŞIK (y)

Çalışma alanımızın orta yerlerinde yer alan (şekil 2) bu karışığa ait kayatürlerinin büyük bir çoğunluğu metamorfik olup, bunları yeşil şist ve glokofan şist olmak üzere iki ayrı fasiyeste toplamak mümkündür. Yeşil şistler klorit-kalkşist, kalkşist, aktinolit şist ve laminah mermer araldanmasından oluşmuştur. Yeşilşist araldanması tümüyle blok halinde görülebildiği gibi, yeşilşiste ait herhangi bir seviyede tekçe blok halinde de görülebilmektedir. Karışığın diğer kayatürleri (split, gabro, diyabaz, serpantin), yer yer matriks görünümlü olup bazen yeşilşist ve glokofanşistlerle ilişkisi görülemediğinden, karışık içinde belirli bir stratigrafi kurmak mümkün olmamıştır. Bu karışık içerisinde fazla başkalaşıma uğramamış Üst Kretase yaşta kireçtaşı blokları da izlenmiştir.

OFİYOLİTLİK NAP (m)

Harzburjit, dunit ve piroksenitlerden oluşan ultrabazikler, napın genellikle alt seviyelerini oluşturmaktadır. Yer yer araldanmalı olup magmasal tabaklanma göstermektedir. Ultrabazikler içinde özellikle dunit ve harzburjite bağlı olarak gelişen kromitler izlenmektedir. Nap içindeki gabro yüzeylemeleri peridotitler üzerinde onlarla ilksel ilişkili olan tabaklı ve tabakasız şeklinde izlenmektedir. Ayrıca ultrabazikleri kesen ojitli gabro ve diyabaz daykları görülmüştür. Çalışma alanımızı» orta yerlerinde (Toklar-Pınarbaşı arası) yüzeylemeleri egemendir (şekil 2).

ÖRTÜ KAYALAR

Çalışma alanımızdaki allokton ve karışık birimlerin bölgeye yerleşiminden sonra çökelen kayalar «örtü kayalar» adı altında toplanmıştır. Pınarbaşı yakın kuzeyinde görülen ve kırmızı rengi ile tanınan çakıtaşı, kumtaşı araldanmalı akarsu çökelleri ve gösel kireçtaşları (Ts) Paleosen'de bölgeye çökelmişlerdir (şekil 2). Bölgenin kuzeyinde yer alan aglomera, tuf ve aglomeralarla ilksel ilişkili tortul ile birlikte, volkanik elemanlı kumtaşı, kırıntılı kireçtaşı, çamurtaşı, aglomera araldanmasıyla bunlar içinde çeşitli yaşta tortul, bazik ve ultrabazik olistolitler taşıyan birim (Tç) Paleosen-Eosen de çökelişini sürdürmüştür. İütesiyen'de ise bölgeye çakıtaşı, kumtaşı, killi-kumlu kireçtaşı, kıltaşı, tüfit, marn araldanmasından oluşan kaya türleri (Tm) çökelmiştir. Oligosen'de bölge karasallaşmaya başlamış ve kırmızı kıltaşı, jipsli marn, jips ve kumtaşları (To) oluşmuştur.

Neojen'de ise kendisinden yaşlı bütün birimleri uyumsuzlukla örten ve çok geniş yüzeylemeler oluşturan çakıtaşı, kumtaşı, tüfit, plato bazalt ve traverten kayatürleri (Tk) akarsu ve göllerde çökelişini sürdürmüşlerdir.

YAPISAL DURUM

Çalışma alanında birbirinden değişik havza koşullarını yansıtan kaya birimi toplulukları yer almaktadır, özgül (1976) tarafından Toroslarda ayırtılan Bolkar Dağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyikdağı Birliği, Bozkır Birliği çalışma alanımıza uzanmakta ve bölgemizde bu birliklere benzer kaya birimi toplulukları görülmektedir. Bu nedenle çalışma alanımız Torosların bir bölümünü oluşturmaktadır.

Çalışma alanımızın güneyinde Kambriyen-Tersiyer yaş aralığındaki Geyikdağı Birliği, çevredeki diğer birimlere

göre görelî otokton olarak yer almaktadır (şekil 3.4).

Geyikdağı Birliğinin üzerinde ise tektonik dokanakla Kireçlik yayla Napı yer almaktadır (şekil 4). İki birimin dokanağma yakın yerlerde görülen ve sıkışmalara bağlı olarak oluşan yapraklanmalar ve breş zonları, yerleşme anında gelişmesi olası ekay zonlarının birbirlerine kısmen paralel olduğu görülmektedir.

Bölgedeki diğer allokton birimlerden Belören Napı, Aygörmezdağı Napı ve Hınzır Dağı Napılarının birbirleriyle dokanak ilişkileri örtü kayalardan dolayı izlenememektedir. Ancak bunların birbirleriyle olan dokanakları tektoniktir. Ayrıca bölgedeki ofiyolit napı, diğer allokton birimlerin hepsinde üzerinde tektonik dokanakla yer almakta olup (şekil 4), bölgeye geliş sıralarına göre en sonuncusudur.

Gerek Ofiyolitli karışık, gerekse Metamorfik ofiyolitli karışık, bölgedeki napların en üstünde yer almaktadır. Bunların dokanakları ve oluşum mekanizmaları, Tekeli (1980) nin Aladağlardaki ofiyolitli karışık için önerdiği ve benimsediği modele benzerlik göstermektedir. Bu nedenle ofiyolitli karışıklar, üzerinde çökel dokanakla yer aldığı karbonat istifleriyle birlikte bölgeye yerleşmişlerdir (şekil 3.4).

Bu allokton birimlerin oluşumlarını ve bölgeye yerleşimlerini şu şekilde özetleyebiliriz: Senoniyen'de duraylı kıta kenarı koşulları bozulmaya başlamış ve ilk ofiyolit malzemesi çökme yoluyla yerleşerek ofiyolitli karışığı oluşturmuştur. Maestrihtiyen'de ise Senoniyen havzası sıkışmış ve temel derinliklerine kadar uzanan tektonik yüzeyler boyunca yatay taşınmaları yansıtan naplı bir yapı kazanılmıştır. Bu naplar eski kıta kenarının farklı bölümlerini yansıtan allokton birimlerdir. Bunlarında üzerine üst manto parçaları olan ofiyolit napı yerleşmiştir. En alta ise bunlara göre otokton konumlu Geyikdağı Birliği yer alır. Allokton birimlerin bazıları (Hınzır Dağı Napı), Maestrihtiyen'de başlayan yatay taşınmalar sırasında gelişen olaylar nedeniyle başkalaşıma uğramış ve bölgeye yerleşmiştir.

Bu napların, çevre kayalarla dokanak ilişkilerden bölgeye yerleşme yaşları Maestrihtiyen sonudur. Yapısal özelliklerine göre de geliş yönlerinin kuzey-kuzeybatıdan, güney, güneydoğuya olduğunu söyleyebiliriz.

Bu allokton birimlerin bölgeye yerleşiminden sonra, Alt Paleosen'de tektonik yönden bir durulma gözlenmiştir. Ancak Üst Paleosenden itibaren etkisini gösteren hareketler nedeniyle özellikle kuzeydeki Çaldağı grubunda olistolitler ve olistostrom seviyeleri gelişmiştir. Ayrıca bu tektonik hareketler, bölgeye daha evvel yerleşmiş olan allokton birimlerin dokanaklarında ikincil hareketlerin gelişmesine neden olmuştur. Düşey hareketler sonucu gelişen bu durum Lütesiyen'e kadar etkinliğini sürdürmüştür. Lütesiyen ve sonrası gelişen tektonik olaylarla ise çeşitli özellikte kıvrılanmalar ve faylar oluşmuştur.

SONUÇLAR

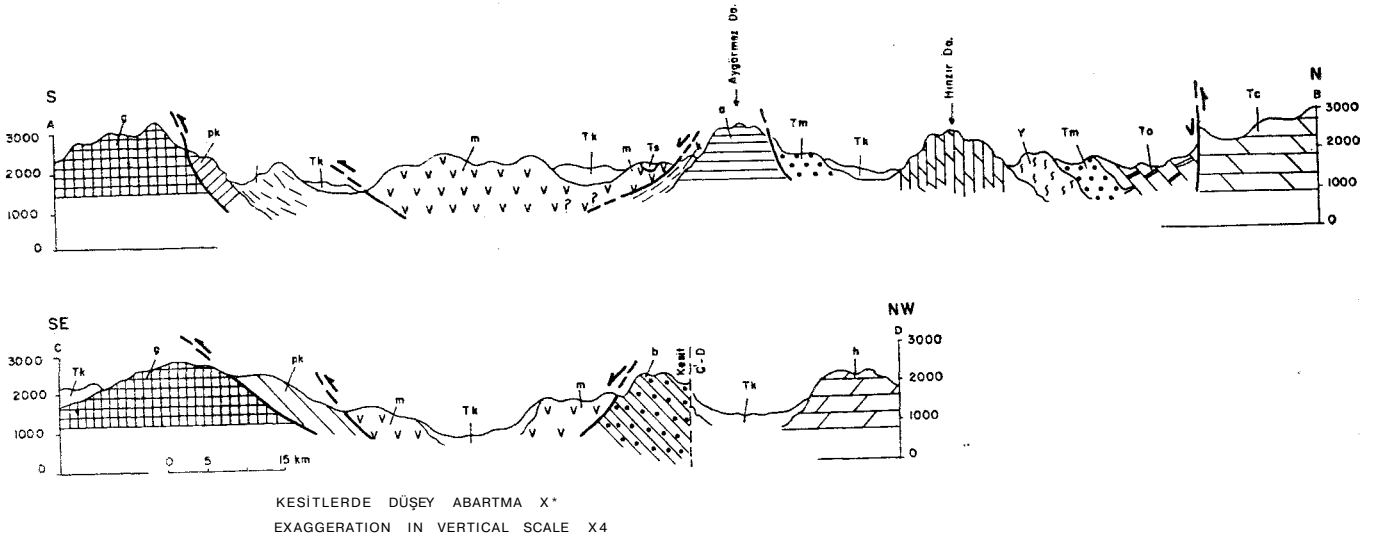
Çalışma alanımızda ortaya konan sonuçları aşağıda özetleyebiliriz.

1 - - Güneydeki Geyikdağı Birliği, bölgedeki allokton birimlere göre görelî otoktondur.

2 - Metamorfik ve metamorfik olmayan iki cins karışık tesbit edildi ve adlandırıldı.

3 - Ofiyolit napının varlığı ortaya kondu ve haritalandı.

4 - Bölgede allokton konumlu 4 nap tesbit edildi ve



Şekil 4 : İnceleme alanındaki napların şematik enine kesiti (simge açıklamaları şekil 2 dedir).

Figure 4 : Cross-section of the nappes in the studied area (explanations of symboles as in figure 2).

bunlar Kireçlik yayla Napı, Belören Napı, Aygörmezdağı Napı ve Hınzır Dağı Napı olarak adlandırıldı.

5 — Belören Napı eski araştırmacılara göre Jurasik-Kretase kireçtaşlardan oluştuğu ve otokton konumlu olduğu belirtilmiştir. Çalışmalarımız sonucu bu nap Triyas, Jurasik-Alt Kretase yaşta kayatürlerinde oluştuğu ve Triyas'ta yoğun bir volkanik faaliyetin olduğu saptanmıştır. İki formasyona ayrılanıp, haritalanan bu birim allokton konumudur.

6 — Aygörmezdağı Napı, eski araştırmacılara göre Si-lüriyen'den başlamakta ve otoktondur. Çalışmalarımızda bu napın Üst Devoniyen'den başladığı ve allokton konumlu olduğu saptanmıştır. Ayrıca 6 formasyona ayrılanıp haritalanmıştır. Bu nap Özgül (1976) ün Toroslarda ayırdığı Aladağ Birliğine benzemektedir.

7 — Başkalaşım özelliği gösteren Hınzır Dağı Napı'nı oluşturan kayatürleri eski araştırmacılara göre Paleozoyik yaşta olup otoktondur. Halbuki bu nap Karbonifer-Kretase yaş aralığında olup alloktondur. 3 formasyona ayrılanıp ve haritalanmıştır.

8 — Yukarıda belirtilen allokton konumlu olan birimler bölgemize Maestrihtiyen sonunda yerleşmiştir.

9 — Çalışma alanında akarsu çökelleriyle gösel kireçtaşların oluşturduğu olası Alt Paleosen yaşta bir birim saptanmıştır. Ayrıca bölgenin kuzeyinde, bölgedeki Paleosen ve Eosen yaştaki birimlerin kayatürü ve fasiyes özelliklerinden farklı bir birim saptanmıştır. Volkanik faaliyetin etkin olduğu, içinde yer yer bazik, ultrabazik ve tortul olisititlerin oluştuğu gözlenen bu birim Üst Paleosen-Eosen yaştaadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma 1976-1978 yılları arasında MTA Enstitüsü Temel Araştırmalar Dairesinde yürütülmüştür. Bu çalışma için gerekli olanakları sağlayan MTA Enstitüsü Genel Direktörlüğüne; her aşamada çalışmalarımıza katkıda bulunan Esen Arpat ve Necdet Özgül'e; paleontolojik belgilemeleri yapan Ahmet Işık, Fuat Önder ve Ercüment Sirel'e;

ayrıca bu makaleyi yazmaya teşvik eden Cemal Göncüoğlu'na ve makaleye eleştiri ve önerileriyle katkıda bulunan Okan Tekeli'ye teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altmer, D., 1981, Recherches stratigraphiques et micropaleontologiques au NW de Pınarbaşı (Taurus oriental Turquie): Univ. de Genève, Thosé, 450 s.
- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı-Sanz-Mağara civarının jeolojisi raporu: Maden Tetkik Arama Enst., rap. no: 4384. Ankara (yayımlanmamış).
- Erkan, E., Özer, S., Sümengen, M., ve Terlemez, I., 1978, Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza arasının Temel Jeolojisi : Maden Tetkik Arama Enst. rap. no: 5646, Ankara (yayımlanmamış).
- Lebkuchner, R.F., 1957, Kayseri ve Avanos-Ürgüp havalisi ile Boğazlıyan havalisinin uzun yaylaya kadar olan kısmının jeolojisi hakkında rapor (pafta no: 76/2,4; 77/1, 4; 78/1, 3) : Maden Tetkik Arama Enst., rap. no: 2656, Ankara (yayımlanmamış).
- Özkan, A., 1956, 1/100-000 ölçekli Türkiye haritası 77/4 Kayseri paftası VHI g. doğusunun jeolojik etüdü hakkında: Maden Tetkik Arama Enst. rap. no: 2388, Ankara (yayımlanmamış).
- Özgül, N., 1976, Toroslarda bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19/1, 65-78.
- Özgül, N. ve diğerleri, 1973, Tufanbeyli dolayının Kambriyen ve Tersiyer kayaları: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 16/1, 82-100.
- Tekeli, O., 1980, Toroslarda Aladağların yapısal evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23/1, 11-14.
- Yoldaş, R., 1972, Sarız (Kayseri) dolayının Jeolojisi ve petrol olanakları (Elbistan L36-b2 ve L37-al paftalan): Maden Tetkik Arama Enst., rap. no: 4729, Ankara (yayımlanmamış).

Yayının geçiş tarihi: 10.12.1983

Düzeltilmiş yazının geldiği tarih: 4.6.1984

Yayıma verildiği tarih: 4.6.1984

Akdağmadeni (Yozgat) cevherleşmelerinde görülen değişik Skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi

Features and interpretations of the different types of skarn formations of the Akdağmadeni mining district» Yozgat»

AHMET SAĞIROĞLU, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

ÖZ : Akdağmadeni cevherleşmeleri çevresinde gözlenen skarn oluşukları adamellit tipi granitik kayalık - bölgesel başkalaşım kayalık dokanağı, Boyunca gelişmişlerdir. Skarnlaşma hem granitik kayalık içerisinde (endoskarn) hemde başkalaşım kayalıkta (ekzoskarn) gözlenmektedir.

Kenar kuşakları boyunca adamellit içerisinde görülen skarnlaşmanın özellikleri adamellit dokanağında bulunan çevre kayalık açlarının bileşimi ile yakından ilgilidir. Dolomitik mermerle dokanakta olan endoskarnların mineral topluluğu; manyetit-piroksen - flogopit ve adamellit normalde görülen silikatlarıdır. Kalsitik mermerlerle dokanakta bulunan mağmatik kayalık kenar zonları ise feldspatların sasuritleşmesi ve serisitileşmesi şeklinde metasomatizmaya uğramış ve ayrıca bu zonlarda flogopit oluşmuştur.

Ekzoskarnlar genellikle başkalaşım kayalıkardan karbonatlılar içerisinde gelişmişlerdir ve ilksel kayalığın bileşimine bağlı olarak değişik özellikler gösterirler. Saha, petrografik, mineralojik ve jeokimyasal veriler skarnlaşmanın değişik evrelerde oluştuğunu göstermektedir. Kalsitik mermerlerde metasomatizmanın dört ayrı evresi saptanmıştır: 1) Manyetit-granat-piroksen, 2) Epidot-amfibol, 3) Epidot-klorit ve 4) Muskovit-kaolinit evreleri. Bu dört evre koşulları bir-biri üzerine geldiği gözlenmektedir. Buna rağmen her evrenin mineral topluluğu ayırt edilebilmektedir ve kendine özgüdür. Petrolojik, petrografik ve jeokimyasal veriler, skarnlaşmayı oluşturan çözeltilerin başlangıçta demirce zengin, sıcak ve zaman geçtikçe ayrıca dokanaktan uzaklaştıkça dereceli olarak Al'ce zengin ve daha az sıcak hale geldiğini göstermektedir. O_2 aktivitesi başlangıçta düşüktür ve belkide ısı değişimi nedeniyle zamanla daha da azalmıştır. Diğer taraftan CO_2 aktivitesinin orta değerlerde olmasından dolayı wollastonit, siderit veya grafit oluşmamıştır. Mineral toplulukları bu metasomatizma evrelerindeki sıcaklıkların sırasıyla 600°C, 450-500°C, 400°C ve 300° olduğunu göstermektedir. Böyle yüksek sıcaklıklara ve O_2 ve CO_2 üreten reaksiyonlara rağmen düşük aO_2 ve orta aCO_2 değerleri ancak ortamdan CO_2 ve O_2 nin kaçmasıyla açıklanabilir.

Dolomitik mermerlerde kalsitik mermerlerin ilk üç evresine eşdeğer iki evreli bir metasomatizma görülür: 1) Spinel-forsterit-piroksen-manyetit-flogopit ve 2) serpantin evreleri.

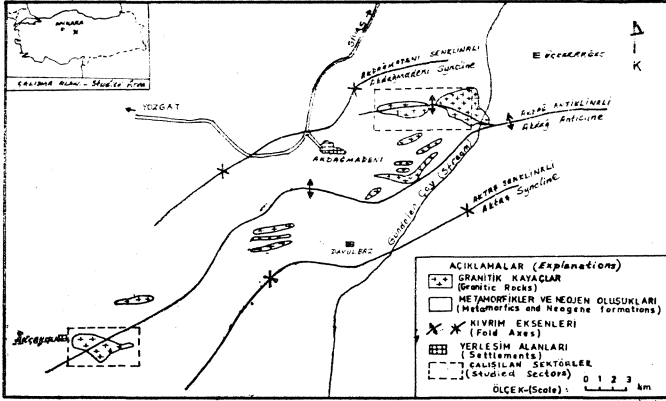
ABSTRACT : Skarn rocks of the Akdağmadeni mining district are located on and around adamellite type granitic rock-regional metamorphic rocks contact. Skarn formations occur both within the granitic rock (endoskarns) and the metamorphic rocks (exoskarns).

The character of the skarn alteration within the marginal zones of adamellite is closely related to the compositions of the country rocks which are in contact with the adamellite. Endoskarns in contact with dolomitic marble have the mineral assemblage of magnetite-pyroxene-phlogopite-and the usual silicates of adamellite. Alteration in the marginal zones of the magmatic rock, in contact with calcitic marble manifests itself as saussuritization, sericitization of feldspars and the presence of phlogopite.

Exoskarns mainly developed within the carbonate rocks of the metamorphic rocks and show different features depending upon the composition of the parent rock. Field, petrographic, mineralogic and geochemical data indicate that the skarn alteration took place in different stages. In calcitic skarns four stages of alteration are identified; 1) *M-g** netit-garnet-pyroxene stage, 2) Epidote-amphibole stage, 3) Epidote-chlorite stage and 4) Kaolinite - muscovite-stage. Apparently conditions of these four stages overlapped, however mineral assemblages of each stage are still distinguishable and characteristic. It is understood from petrologic, geochemical and petrographic data that skarnizing solutions were iron-rich and gradually became aluminum rich and less hot in time and distance from contact. Activity of O_2 was low and became lower probably due to temperature gradient. Activity of CO_2 on the other hand was moderate and consequently neither wollastonite nor siderite and graphite formed. Mineral assemblages indicate that the formation temperatures for the alteration stages were; 600°C, 450-500°C, 400°C and 300°C respectively. The low aO_2 and moderate aCO_2 despite such high temperatures and O_2 and CO_2 producing reactions, can only be explained by the escape of CO_2 and O_2 from the environment. Two step alterations occur in dolomitic marble which correspond to the first three stages of the calcic skarns; 1) Spinel-forsterite-pyroxene-magnetite-phlogopite stage and 2) Serpentine alteration stage.

GİRİŞ

Bu incelemeye konu olan skarnlaşmalar Yozgat ile Akdağmadeni ilçesi çevresinde kurşun-çinko cevherleşmeleri ile birlikte bulunur (Şekil: 1). Bu bölgede birçok granitik pluton daha yaşlı bölgesel başkalaşım kayalarını kesmiş ve dokanaklar boyunca skarnlaşmaya ve cevherleşmeye neden olmuştur. Burada sadece iki cevherleşme sektöründe (Akçakışla ve Akdağmadeni) görülen skarnlaşma incelenmiştir-



Şekil 1. Çalışma bölgesinin genelleştirilmiş jeolojisi ve çalışılan sektörler (Vache 1963 ten uyarlanmıştır).

Figure I. Generalised geology of the studied area and studied sectors (modified after Vache 1963).

Skarnlaşma ve buna eşlik eden cevherleşme evreleri, ha ünde meydana gelmiş ve ilk evrede ekonomik olmayan maneyit cevherleşmesi oluşmuştur. Daha sonra oluşan Pb - Zn cevherleşmesi ekonomiktir, tarih devirler boyunca işletilmiş ve halen özel bir şirket tarafından işletilmektedir. Bu şirket ortalama tenörlü % 6.7 Zn+ % 5.5 Pb+konsantrasyonda 1400 gr/t Ag (Berkpınar 1979 ve 1980, kişisel görüşme) olan cevheri flotasyonla zenginleştirerek 15 000 ton/yıl konsantre elde etmektedir.

Kırşehir masifi cevherleşme bakımından oldukça zengin olmasına rağmen masifi kapsayan detaylı jeolojik çalışmalar yoktur. Adı geçen madencilik bölgesindeki bölgesel başkalaşım Erkan (1980), Tülümen (1980) ve Sağiroğlu (1982) tarafından incelenmiştir. Cevherleşmelerle ilgili Kovenko (1945) ve Pollak (1958) in prospeksiyon raporları vardır. Vache (1963) in yatakları inceleyen kısa bir çalışması bulunmaktadır. Tülümen (1980) çalışmasında cevherleşmeye kısaca değinmiş ve Sağiroğlu (1982) de cevherleşme ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Bu makale Akdağmadeni ve Akçakışla sektöründe görülen skarnlaşmayı jeolojik, petrografik, petrolojik ve jeokimyasal olarak inceleyip bir skarnlaşma modeli geliştirmektedir. Bulgular arazi gözlemlerine* jeolojik haritaya, ICPM yöntemleriyle yapılan tüm kayac analizlerine, mikroprob analizlerine («Scanning», «wavelength* ve «energy dispersive» yöntemleriyle) ve XRD incelemelerine dayanmaktadır. Ayrıca bulguların doğruluğu burada detayları verilmeyen sıvı kapanım ve sülfid petrolojisi çalışmalarıyla kontrol edilmiştir.

Skarnlaşma konusunda çok karmaşık bir adlama ve tanımlama olduğundan, karmaşıklıktan kaçınmak için, bu çalışmada adlama ve tanımlamalar tamamen «Glossary of Geology (1980)» de verildiği anlamlarda kullanılmıştır.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında, tabanda mika gnays, amfibol gnays, oluşturmaktadır. Akdağ masifinin büyük bir bölümü genç volkanik ve tortul kayalarla kaplıdır ve kristalen tabanın az bir kısmı açığa çıkmıştır. Masif genellikle bölgesel başkalaşım kayaları ve bunları kesen daha genç asitik magmatiklerden oluşmuştur.

Bu yazıya konu olan inceleme sahasında bölgesel başkalaşım kayaları, granitik kayalar ve Eosen oluşukları görülmektedir. Ayrıca skarn kayaları ayrı bir grup olarak incelenmiştir (Şekil : 2).

Bölgesel Başkalaşım Kayaları

İnceleme alanında, tabanda mika gnays, amfibol gnays, amfibolit ve mermerlerden oluşmuş bölgesel başkalaşım kayaları vardır. Bu birimler arasında uyumsuzluklardan bahsedilmektedir (Vache 1963 ve Tülümen 1980) fakat bu çalışmaya konu olan sahada bölgesel başkalaşım kayac birimleri arasında herhangi bir uyumsuzluk görülmemiştir. Nitekim Erkan (1980) de Akdağmadeni cevherleşmeleri civarında başkalaşım kayac birimleri arasında bir uyumsuzluk gözlemediğini bildirmektedir. Bu konu Sağiroğlu (1982) de detaylı olarak tartışılmıştır.

Her iki sektörde de bölgesel başkalaşım kayaların antiklinal kanatlarını oluşturur ve antiklinal merkezine granitik kayac plutonu yerleşmiştir.

Bölgesel başkalaşım kayaları değişik kalınlıklarda (5-10 cm den 1-2 m ye kadar) aralanmışlardır. Bu özellik Çukurmaden ve Alibeypınarı yörelerinde çok açıkça gözlenmektedir.

Bölgesel başkalaşımın oluşum koşulları şöyle özetlenebilir :

1 — Mika gnayslardaki plajiyoklaslar, oligoklas kompozisyonundadır ki bu Turner ve Verhoogen (1960), Turner (1968) ve Miyashiro (1973)'a göre amfibolit fasiyesini gösterir. Gerçi amfibolitlerde plajiyoklasların bileşimi An⁺e kadar çıkmaktadır ama bu Miyashiro (1973) te belirtildiği gibi ortamda kalsitin bulunması nedeniyle. Gnayslardaki plajiyoklasların Or oranı da Sen (1959) un çalışmalarında amfibolit fasiyesinde oluşan plajiyoklaslarda bulunduğu Or oranlarına oldukça yakındır.

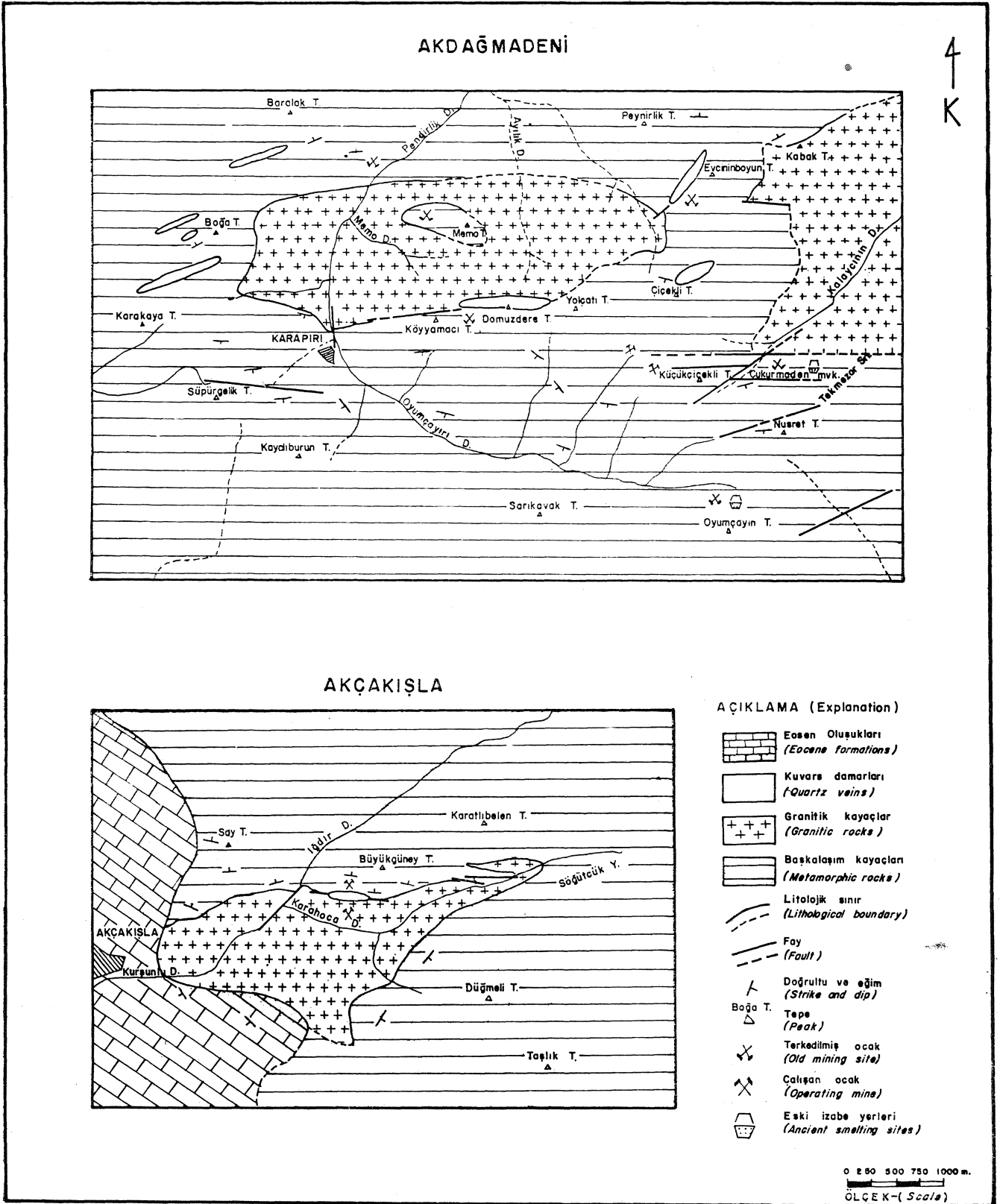
2 — Amfibolit gnaysların hornblendlerinin Ti iyonik oranları Raase (1974) ün çalışmalarında belirlediği orta-yüksek sıcaklık amfibolit fasiyesi oranlarındadır.

3 — Muskovitlerin alkali bileşenleri başkalaşımın yaklaşık 500°C de olduğunu göstermektedir (Bkz Yoder ve Eugster, 1955).

4 — Amfibollerin Al^{iv} —Si iyonik oranları, Raase (1974) ün bulguları esasına göre, başkalaşım basıncının 5 kb do. laylarında olduğunu göstermektedir.

Granitik Kayalar

Granitik kayalar Akdağmadeni sektöründe iki ayrı pluton, Akçakışla sektöründe ise tek bir pluton şeklinde yüzeylenmektedir (Şekil: 2). Bu plutonlar dışında gerek bölgesel başkalaşım gerekse granitik kayaların kendi içiade 1-2 m çapında dayklar bulunmaktadır. Bu daykların çoğu ana plutonların apofizleri şeklinde gelişmiştir ve ana plutonları oluşturan kayalardan tane boydan dışında pek farklı değildirler. Bazıları ise açıkça çok daha sonraları yer-



Şekil 2. Çalışılan sektörlerin jeolojisi.
Figure 2- The geology of the studied sectors.

leşmişlerdir ve koyu renkli mineral bileşenleri oldukça azdır. Bu dayklar belkide mağma farklılaşmasında daha sonraki evrelerini temsil etmektedirler.

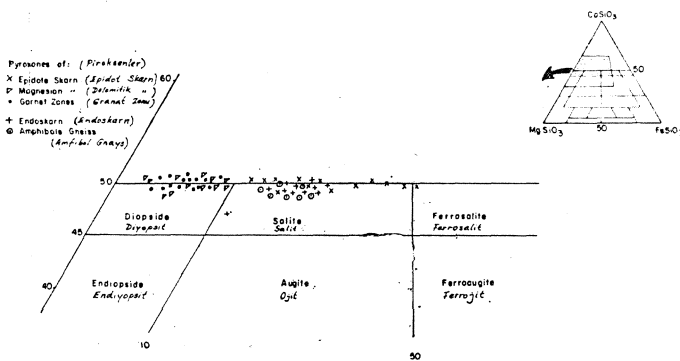
Harpum (1963) sınıflaması esasına göre granitik kayalar Adamellittir. Modal sınıflamalara göre (örneğin IUGS, 1975 ve Williams ve diğerleri, 1954) ise bu kayalar kuvars monzonit grubuna girmektedir ki bilindiği gibi adamellit ve kuvars monzonit eş anlamlıdır. Atherton ve Tarney (1979) nin koyduğu ölçütlere göre çalışma sahasında bulunan granitik kayalar I-tip'tir.

i Granitik kayalarda üç tip doku gözlenmektedir: 1) yaygın doku, 2) porfirik doku ve 3) dayk ve kenar zonlarda görülen doku. Birinci tip doku plutonların esasını oluşturan kısımlarda gözlenmektedir ve 2-3 cm tane iriliğindeki açık tuğla renkli ortoklas fenokristallerinin 3 mm kadar irilikteki plajiyoklas, kuvars ve biyotit veya hornblend taneleri tarafından kuşatılması şeklindedir. Ayrıca az olarak manyetit apatit ve sfen bulunur. Porfirik doku Akdağmanlı batolitlerinin kuzey sınırları boyunca gözlenir ve bu dokudaki kayalar iki farklı tane iriliğindeki kristallerden oluşmuşlardır. Bunlardan 2-3 mm tane iriliğinde olan, kristal kenarları boyunca yuvarlaklaşmış, çatlaklı feldspat, kuvars ve biyotit taneleri gene aynı minerallerin 0.5 mm kadar irilikteki küçük kristalleri ile çevrilmiştir. Bu doku «mortar» dokusu olarak sınıflandırılabilir. Gerçekten de bu tip kayadaki kuvarslar kuvvetli basınç belirtisi gösterirler. Üçüncü tip birinci tipten sadece tane iriliği bakımından farklıdır ve plutonların kenar zonlarında ve dayklarda görülen bu tip dokulu kayalarda kristal tane iriliği 2 mm den daha azdır.

Granitik kayalar batolitlerin kenarları boyunca metasomatizmaya uğrayarak özgün özellikleri olan endoskarların oluşturmuşlardır. Endoskarlar ilerde daha detaylı verilecektir.

YAPISAL JEOLÖJİ

Bu çalışmaya konu olan her iki sektör de kabaca KD-GB doğrultusunda uzanan Akdağ antiklinali ile ilişkilidir (Şekil: 1). Fakat Akdağ antiklinali doğrultusundaki ufak değişimlerden ötürü her iki sektöre de tabaka doğrultulan KB-GD dur. Çiçeklitepe çevresinde olduğu gibi yoğun olarak faylanmış yörelerde tabaka doğrultuları bu genelden oldukça farklılıklar gösteriler. Tabakaların eğimi Akdağmadeni sektöründe 35-45° ve Akçakışla sektöründe 50-55° dir.



Şekil 3_B Çalışma sahası kayalarında gözlenen klinopyroksenlerin kompozisyonları.

Figure 3. Compositions of the clinopyroxenes from various rocks of the studied area.

Madencilik bölgesi yoğun olarak faylanmıştır. Vache (1963) fay düzlemleri yönlemleri ve soğuma çatlakları ölçümlerini analiz ederek ana fay doğrultusunun 70-80° ve ikinci derecedeki doğrultusununsa 150-160° olduğunu bulmuştur. Bu yazıya konu olan çalışma sırasında yapılan 100 den fazla fay ölçümü Vache'nin bulgularına uymaktadır. Bu faylanma yapısı Kırşehir masifi kuzey doğusunun veya Akdağ masifinin Baykal (1945) ve Ketin (1963) tarafından tanımlanan genel tektonizmasında da uymaktadır.

Fay zonlarının bu çalışmanın konusu olan skarnlaşmada ve sülfid çökmesinde çok önemli yerleri vardır. Fay zonları boyunca ilerleyen çözeltiler önce skarnlaşmaya daha sonra da cevherleşmeye neden olmuşlardır. Nitekim en kapsamlı skarnlaşmalar yoğun olarak faylanmış yörelerde gelişmiştir. Böyle yörelerde, örneğin Çiçeklitepe ve Çukurmaden yöreleri, cevherleşmelerde önemli boyutlara ulaşmışlardır.

Tabaka doğrultu ve eğimleri de skarnlaşmada ve dolayısıyla cevherleşmede önemlidirler. Tabakalanmanın plutonlara dik olduğu yerlerde ve eğim açısının az olduğu yerlerde çözeltiler tabaka yüzeyleri boyunca ilerliyerek skarnlaşmaya ve cevherleşmeye neden olmuşlardır. Aksi koşullarda, Akçakışla sektöründe olduğu gibi, bu oluşumlar çok dar bir kuşakta gelişmişlerdir.

SKARN OLUŞUKLARI

Skarn oluşukları her iki sektörde de granitik plutonların çevresini saran bir kuşak şeklindedir. Bu skarn kuşağının kalınlığı litolojiye ve yapıya bağlı olarak değişmektedir. Granitik kayalar dokanağdaki mermerler, bekleneneği gibi, skarnlaşmaya dokanadaki gnays ve amfibolitlerden daha elverişlidir ve skarnlaşma mermerlerde büyük boyutlara ulaşmıştır. Sahada bu gelişmeye sayısız örnekler vardır: Örneğin Karapiri kuzeyinde gnayslarda skarnlaşma yok denecek kadar az geliştiği halde hemen yanbaşıdaki mermerler büyük ölçüde skarnlaşmış ve cevherlidirler. Yapı-skarnlaşma ilişkisi daha önce verilmişti ve bu olguya bir çok örnek vermek olasıdır.

Granitik kayalardaki skarnlaşma makroskobik olarak ayırtedilmediğinden sahadaki yayılım ancak dokanağa dik olarak alınan sistematik kayalar örneklerinin kimyasal analiz ve petrografik incelenmesiyle ortaya çıkmıştır. Fakat Sistematik örnek alımı sınırlı olduğundan skarnlaşmanın yayılımını ancak kabaca tahmin etmek olasıdır. Üç değişik sistematik örnek doğrultusunda skarnlaşmanın etkinliğinin dokanaktan 20-30 m içlere kadar olduğu gözlenmiştir.

Akdağmadeni bölgesinde incelenen iki sektördeki skarn kayaları şöylece sınıflanabilir:

A — Endoskarlar, mağmatik kayalarda görülen skarnlaşma.

B — Ekzoskarlar; mağmatik kayaların içine sokulduğu kayalardaki skarnlaşmalar.

1 — Dolomitik mermerlerde görülen skarnlaşma.

2 — Kalsitik mermerlerde görülen skarnlaşma

a) Manyetit-granat-piroksen kuşakları.

b) Epidot-amfibol kuşakları

c) Epidot-klorit kuşakları,

d) Kaolinit-muskovit oluşukları.

Endoskarlar

Plutonların kenar zonları boyunca gelişen endoskarlar, mağmatik kayalar dokanakta bulunan mermerlerin bileşimine göre iki değişik şekilde gözlenir: dolomitik mer-

	Piroksen (Pyroxene) (16)		Mika (Mica) (31)		Manyetit (Magnetite) (12)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	48.51-51.80	50.22 \pm 1.28	37.90-40.54	39.39 \pm 1.09	0.00-0.45	0.22 \pm 0.21
TiO ₂	0.00-1.27	0.52 \pm 0.52	1.45-4.19	2.58 \pm 0.91	0.54-0.63	0.08 \pm 0.11
Al ₂ O ₃	0.00-3.71	1.82 \pm 1.61	11.76-13.81	12.68 \pm 0.68	0.00-0.21	0.58 \pm 0.04
Fe ₂ O ₃	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)
FeO	4.41-11.13	0.28 \pm 2.66	5.98-16.00	13.61 \pm 3.25	92.40-93.44	92.83 \pm 0.43
MnO	0.00-0.44	0.30 \pm 0.14	0.22-0.79	0.48 \pm 0.21	0.00-0.21	0.12 \pm 0.11
MgO	10.50-14.80	12.42 \pm 1.75	14.27-22.24	16.75 \pm 2.54	0.00-0.14	0.03 \pm 0.06
CaO	22.27-24.95	23.52 \pm 1.11	-	-	-	-
Na ₂ O	0.00-1.48	0.79 \pm 0.60	0.00-0.91	0.17 \pm 0.34	-	-
K ₂ O	-	-	9.65-10.63	10.06 \pm 0.35	-	-

Çizelge 1- Endoskarn minerallerinin kimyasal bileşimleri.

Table I. The chemical compositions of the endoskarn minerals.

CD : Analiz sayısı - (Number of analysis).

(II) : Toplam demir Fe⁺ olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺).

R : Değişim aralığı - (Range).

 $\bar{x} \pm SD$: Ortalama değer ve standard sapma - (Mean value and standard deviation).

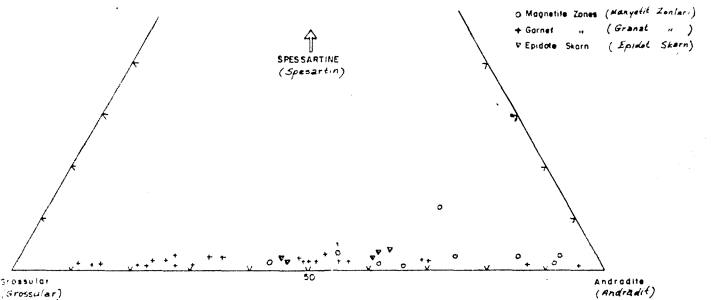
mer dokanağmdaki skarnlaşma ve kalsitik mermer dokanağmdaki skarnlaşma.

Birinci şekilde kayaçta adamellit normal mineral topluluğuna ek olarak kayaç hacminin % 20'sine kadar varan klinopiroksen, % 5'e kadar ulaşan manyetit varur, Kuvars miktarı artmış mika-hornblend miktarları azalmıştır. Klinopiroksenler salit bileşimindedir (Şekil 4 ve Çizelge 1) ve genellikle hornblend veya artık flogopit bileşimindeki biyotit kalıntılarını çevrelemektedirler. Bu ilişki salitin hornblend ve biyotitten türediği şekilde yorumlanabilirse de böyle bir yorum ancak kısmen doğru olabilir. Çünkü sabit miktarı adamellit toplam mafik minerallerinden çok daha fazladır ve ayrıca ortama Ca girmesi gerekir. Bu nedenle Ca ve Mg zenginleşmesinin kaynağı olarak mermerler düşünülmelidir. Fe zenginleşmesinin kaynağı magma olmalıdır. Çünkü bu skarnlaşmanın görüldüğü yerlerde dokanakta demirce zengin kayaç veya mineral topluluğu yoktur. Fakat Fe daha derinlerdeki dokanaklar boyunca yan kayaçlardan mobilize edilmiş olabilir.

Kalsitik mermerlerle dokanakta olan mağmatik kayaçtaki alterasyon feldispatların serizitleşmesi ve sasuritleşmesi şeklinde kendini gösterir ki bu açıkça Ca metasomatizmasının bir sonucudur.

Bu iki tip dışında, granitik plutonların kenar zonları boyunca her yerde görülen daha genel bir değişme olgusu vardır. Bu olgu kendini biyotit yerine flogopit varlığı ve ortoklas fenokristallerinin kenarları boyunca oligoklas kabuğu ile çevrelenmiş olmasıyla gösterir (Levha 1-1). Ortoklas kristalleri çevresinde görülen buna benzer bir de-

ğişim Cornwall, İngiltere'deki Shap granitlerinde, izlenmiştir ve William ve diğerleri (1954) bu değişimi kısmen katılmış magmanın andezitik yan kayacı özümlemesiyle açıklamaktadırlar. Çalışma sahasında bazik kayaç olarak sadece amfibolit ve amfibol gnays bulunmaktadır, halbuki tanımlanan değişim mermer-granitik kayaç dokanaklarında da gelişmiştir. Bu nedenle Akdağmadeni mağmatiklerinde görülen alterasyona Ca metasomatizmasının neden olduğunu düşünmek daha yerinde olur. Oligoklaslaşma için gerekli Na ise ertoklasın kendi bünyesinde var olduğu gibi serizit-



Şekil 4. Kalsitik skarn zonlarına görülen granatların kompozisyon değişimi.

Figure 4. The compositional variation of the garnets from the calcitic skarn zones-leşme ve sasuritleşme sonucu ortamda serbest hale gelen Na dan da sağlanmış olabilir.

Mikalar dokanağa yakın kısımlarında Mg ca zengin flogopit bileşimindedirler. Batolitlerin içlerine doğru mikaların Mg bileşenleri dereceli olarak azalmakta ve Fe bileşenleri de dereceli artmaktadır (Şekil 5). Plutonların iç kısımlarında mikalar biyotittir, Görüldüğü gibi Mg zenginleşmesinin kaynağı açıkça yan kayalardır. fSkzoskamlajr

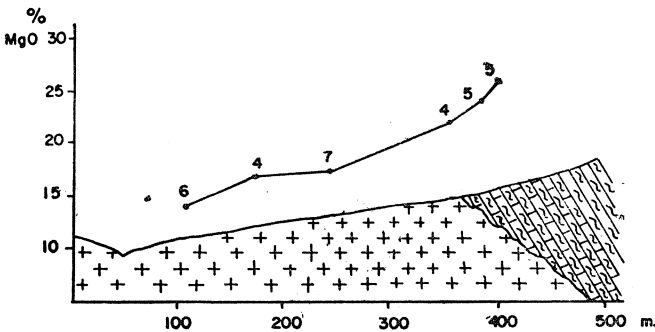
Dolomitik Mermerlerdeki Skamlama, İnceleme sırasında dolomitik mermerler çok az olduğundan bu tip ^karnlaşmaya ender olarak rastlanır. Dolomitik skarnlaşmanın en güzel örneği Akçakışla sektöründe açık işletmenin kuzeyinde görülür.

Dolomitik skarnlar esas olarak kalsit ve dolomit kristallerinden oluşmuştur. Kalsit kristalleri arasında iri taneli (2-3 mm) spinel, manyetit, forsterit, klinopiroksen kristalleri ve flogopit levhacıkları bulunur.

Skarn minerallerinin miktarı ve tane iriliği adamellit dokanağmdan uzaklaştıkça azalmaktadır. Bu konuda bazı düzensizlikler görülürse de bu düzensizlikler tabaka düzlemleri boyunca çözeltilerin daha kolay dolanımından kaynaklanmaktadır.

Forsterit yuvarlakça, iri (2-3 mm) kristaller şeklinde bulunur ve fazlaca serpantinleşmiştir. Serpantinleşmeye hemen hemen her yerde oldukça küçük taneli fakat öz şekilli manyetit oluşumu eşlik etmektedir (Levha 1-2). Spineller yeşilimsi-kahverengimsi taneler şeklinde görülür ve sev' o nit-pleonaste bileşimindedirler. Manyetit kristalleri irice, yuvarlakçadır ve içerdiği çok sayıda spinel ayrılımları nedeniyle benekli bir görünümü vardır. Aynı türden spinel ayrılımları manyetit tanelerinin kenarları boyunca da görülür (Levha 1-3). Bu ayrılımlar açıkça katı ayrılımlardır ve soğuma sırasında ayrılarak manyetit kristallerinin içlerinde ve kenarları boyunca yerleşmişlerdir. Piroksenler diyopsit bileşimindedirler (Çizelge 2) ve dilinim yüzeyleri boyunca zayıfca serpantinleşmişlerdir. Flogopit kıymıklar şeklinde bulunur ve rensizden kahverengine değişen renklerde gözlenir.

Flogopit dışındaki dolomitik skarn minerallerinin bileşimi dokanakta oldukça karmaşık şekildedir (Şekil 6). Şekilde görüldüğü gibi dokanaktan uzaklaştıkça bu karmaşıklık azalmakta ve mineraller kimyasal formüllerine uygun bir şekil almaktadırlar. Dokanaktan uzaklaştıkça mineral

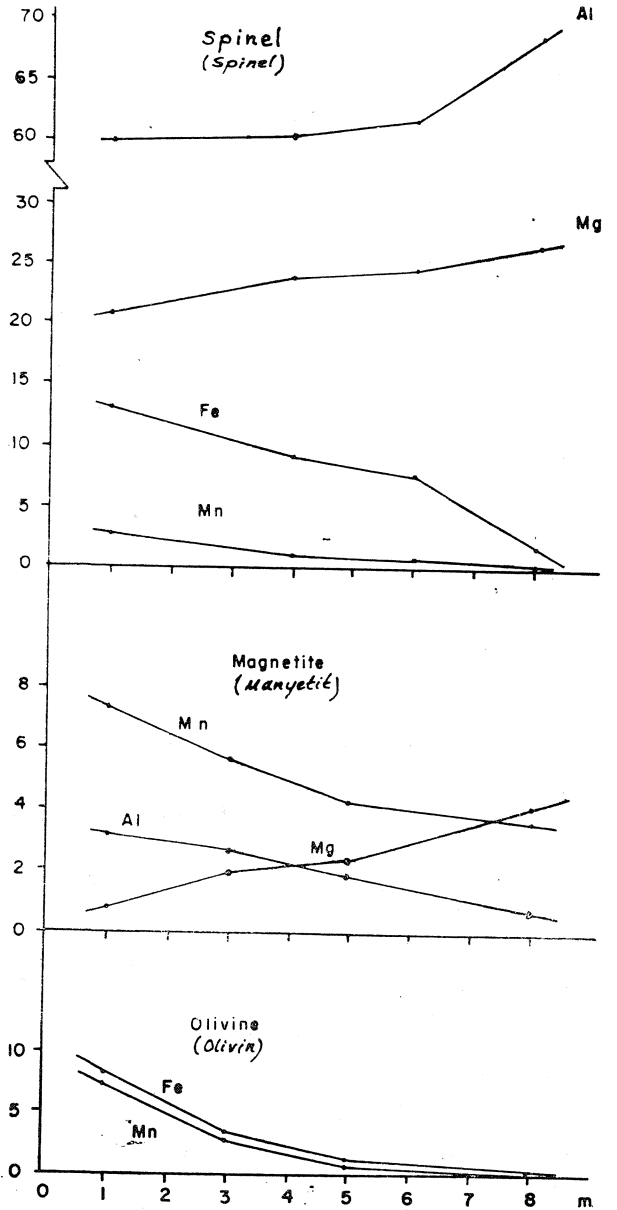


Şekil 5. Eksoskarn ve granit mikalarının MgO bileşenleri değişimi Eğri üzerindeki numaralar ortalaması alınan analiz sayısını göstermektedir.

Figure 5. The variation of MgO contents of the micas from granite and exoskarn. The figures are the number of analyses whose average shown.

kimyasal yapılarının sadeleşmesi bu olguda sıcaklığın etkisini açıkça ortaya koymaktadır. Rao ve Rao (1973) ve Rumble (1976) mağmatik kayac dokanaklarında gelişmiş böyle karışık kimyasal yapıda skarn minerallerini tanımlamaktadırlar. Yüksek sıcaklık nedeniyle elementlerin aktiviteilerinin yüksek olması ve dolayısıyla bu tür karmaşık kimyasal yapıdaki minerallerin oluşması beklenir.

Zharikov (1970) değişik ortam ve koşullarda gelişmiş skarn oluşumlarında gözlenen flogopitlerin alüminyum katsayısı (aluminousness) $al = Al^{IV} / (Si + Al^{IV}) + (Fe^{IV} + Mg + Ti + Al^{IV})$ ve demir katsayısı (ferruginousness) $f = Fe^{IV} / (Fe^{IV} + Mg)$ arasındaki ilişkileri incelemiş ve benzer koşullarda gelişen



Şekil 6. Dolomitik skarn minerallerinin dokanaktan uzaklığa göre kompozisyon değişimleri.

Figure 6. The compositional variations in various magnesian skarn minerals, relative to the distance from the contact.

	Olivin (Olivine) (16) (I)		Serpantin (Serpentine) (9)		Piroksen (Pyroxene) (25)		Flogopit (Phlogopite) (21)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	37.60-40.75	39.29±1.06	37.27-40.36	39.05±1.15	48.84-53.51	51.33±1.46	36.01-39.82	38.36±1.22
TiO ₂	0.00-2.25	0.08±0.08	-	-	0.00-0.26	0.05±0.10	0.33-1.50	0.67±0.34
Al ₂ O ₃	-	-	0.00-3.49	1.17±1.25	0.00-5.75	2.46±2.02	12.92-16.98	15.02±1.35
Fe ₂ O ₃	(III)	(III)	1.61-10.97	4.92±3.49	(III)	(III)	(III)	(III)
FeO	0.51-8.83	4.78±4.00	(II)	(II)	1.58-4.48	3.41±1.03	0.22-5.14	2.82±1.68
MnO	0.00-8.61	4.04±3.86	0.00-3.35	1.44±1.27	0.00-1.64	0.74±0.66	0.00-0.86	0.26±0.31
MgO	43.67-55.70	49.69±5.94	32.79-37.86	35.16±2.14	13.54-17.85	15.28±1.30	22.54-26.25	24.32±1.42
CaO	0.00-0.47	0.26±0.19	0.00-0.78	0.27±0.29	24.58-25.69	25.17±0.32	0.00-0.33	0.14±0.15
Na ₂ O	-	-	-	-	0.00-1.11	0.34±0.50	0.75-1.60	0.92±0.26
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	7.99-10.61	9.78±0.94

	Spinel (Spinel) (35)		Manyetit (Magnetite) (30)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	0.00-0.27	0.06±0.12	0.00-0.40	0.23±0.11
TiO ₂	0.00-0.73	0.18±0.24	0.38-5.81	1.04±1.68
Al ₂ O ₃	57.03-68.33	63.67±2.83	0.00-6.76	2.71±2.14
Fe ₂ O ₃	* (III)	(III)	(III)	(III)
FeO	2.32-11.42	7.55±3.34	73.07-87.70	81.57±4.26
MnO	0.00-3.48	1.19±1.39	2.38-8.06	6.07±1.83
MgO	21.10-27.21	23.89±2.42	1.72-6.91	3.48±1.61
CaO	0.00-4.22	0.56±1.38	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-

Çizelge 2. Dolomitik skanı minerallerinin kimyasal bileşimleri.

Table 2. The chemical compositions of the Magnesian skarn minerals.

- (I) : Analiz sayısı - (Number of analysis)
 (II) : Toplam demir Fe⁺ olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺).
 (III) : Toplam demir Fe⁺* olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺*).
 E : Değişim aralığı - (Range)
 X + SD : Ortalama değer ve standart sapma - (Mean value and Standard deviation).

skarnlarda bu değerlerin çok dar bir alanda değiştiğini saptanmıştır. İnceleme sahasındaki dolomitik skarn flogopitlerinin f ve al bileşenleri, Zharikov tarafından magmatizma sonrası hipabisal derinliklerde oluşup bozunmuş skarnlar diye tanımlanan alana düşmektedir (Şekil 7). Skarnların oluşuktan sonra bozunmaya uğradığını gösteren mikroskobik ve jeokimyasal veriler de vardır. Ama derinlik, dolayısıyla basıncı belirten veriler pek azdır.

Kalsitik Skarnlar. Kalsitik mermerle, içinde görülen skarn oluşumları birbirinden farklı özellikteki kuşaklar içinde görülür. Sahada bu kuşakların birbirleriyle olan ilişkileri pek açık olmamasına rağmen kaba bir sıralanmayı gözlemek olasıdır. Bu kuşaklar manyetit kuşağı, granat-piroksen kuşağı, epidot-amfibol kuşağı ve epidot-klorit kuşağıdır. Aslında manyetit zonlarında bile klorit gibi bağlı olarak düşük sıcaklık minerallerini gözlemek olasıdır. Fakat bu skarnlaşmanın birçok evrelerde gelişmesi ve dolayısıyla ilk evrenin ürünü skarn oluşuklarının daha sonraki evrelerde bozunması nedeniyledir.

Manyetit Kuşakları. Manyetit kuşakları Akçakışla sektöründe dokanak boyunca 0.50-2,00 m arasında değişen kalınlıkta ve Köyyamacı T. de fay düzlemleri boyunca 10-15 cm kalınlıkta gelişmiştir. Köyyamacı Tepe'de manyetit cev-

herleşmesi faylanma yüzeyleri ve çentikleri içerirler. Bu nedenle manyetit cevherleşmesinin faylanmadan önce gelişmiş olması gerekir.

Manyetit kuşaklarının kayaçları mikroskobik olarak, 1-2 cm uzunlukta ve ışınal yerleşmiş manyetit levhaları ve manyetit taneleri arasında açık kahverenkli granat* renk* siz klinopiroksen, açık sarı epidot, kalsit ve kuvars gözlenir. Çok az olarak anortit de izlenmiştir. Granatlar zonludurlar ve kuvvetli anomali anizotropi gösterirler. Bileşimleri Ad₄₁₋₈₇ arasında değişirse de altere olmamış kısımlarda düzenli ve bileşimleri (Ad₈₅ dolaylı) vardır (Çizelge 3). Klinopiroksenler genellikle kuvvetlice bozunmasma rağmen mikroprob analizleri diyopsit bileşiminde olduklarını göstermektedir. Epidotlar da yer yer kuvvetlice bozunmuşlardır. Bozunmaya uğramayan epidotların pistasit mol fraksiyonu (Ps₁ 35 dolayındadır).

Granat-Piroksen Kuşakları. Bir iki metre kalınlıktaki granat zonları Akçakışla sektöründe adamellit dokanağma yakın yerlerde ve kalsitik mermerler içinde gözlenir. Ayrıca Akdağmadeni sektöründe Memo tepe'de ve Çiçeklitepe-Evcininboyun Tepe arasında 2-3 m kalınlıkta kuşaklar şeklinde görülürler. Çoğu yerde tabakalanmayı kesen doğrultular da geliştiklerinden litolojik olarak değil de kırılma tarafından kontrol edilmiş olmaları gerekir.

	Granat (Mz) (Garnet)(Mz) (23) (I)		Granat (GPz) (Garnet)(GPz) (27)		Granat (EAz) (Garnet)(EAs) (22)		Piroksen (GPz) (Pyroxene)(GPz) (18)		Piroksen (EAz) (Pyroxene)(EAs) (12)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	34.43-37.73	35.79±1.05	35.03-38.43	37.25±1.01	35.23-36.39	35.63±0.42	52.13-54.67	53.82±0.69	50.69-53.50	52.27±0.95
TiO ₂	0.00-0.64	0.18±0.18	0.00-1.83	0.45±0.40	0.50-0.79	0.64±0.14	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.51-12.13	5.51±4.40	0.78-16.82	12.58±4.65	8.60-13.97	11.56±2.02	0.00-2.13	0.88±0.62	0.00-1.45	0.53±0.43
Fe ₂ O ₃	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)	(III)
FeO	12.50-28.64	21.83±6.22	3.28-27.34	11.45±7.12	10.75-17.47	13.63±8.51	1.95-7.50	3.36±1.72	2.98-9.37	7.09±1.73
MnO	0.56-1.97	1.14±0.48	0.00-1.16	0.54±0.32	0.58-2.13	1.21±0.51	0.00-3.84	0.87±1.08	0.25-8.72	3.58±3.49
MgO	0.00-0.26	0.03±0.08	0.00-3.31	0.89±1.21	0.00-0.24	0.09±0.14	11.29-16.71	15.33±1.64	8.30-15.95	11.41±2.27
CaO	31.33-34.65	33.20±1.14	33.73-36.61	35.20±0.69	33.14-35.54	34.60±0.99	23.14-26.23	25.58±0.84	22.39-25.71	24.52±1.05
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	0.00-0.85	0.15±0.32	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

	Epidot (Epidote)(Mz) (17)		Epidot (Epidote)(GPz) (8)		Epidot (Epidote)(EAz) (36)		Epidot (Epidote)(ECz) (15)		Epidot (Epidote)(ECz) (12)	
	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$	R	$\bar{x} \pm SD$
SiO ₂	36.50-37.96	37.10±0.44	37.14-37.88	37.49±0.29	35.82-38.26	37.32±0.64	36.24-38.87	37.68±0.97	27.33-30.29	28.70±0.85
TiO ₂	0.00-0.37	0.13±0.13	0.00-0.35	0.14±0.13	0.00-0.29	0.08±0.10	0.00-0.36	0.15±0.15	0.00-0.15	0.10±0.07
Al ₂ O ₃	19.52-26.49	22.04±1.99	20.57-24.17	21.92±1.43	20.71-24.13	22.52±1.02	22.12-26.45	24.11±1.44	14.37-16.89	15.61±1.88
Fe ₂ O ₃	8.18-18.34	14.71±3.13	11.62-16.28	14.81±2.04	11.81-16.01	14.09±1.14	8.46-14.26	10.94±1.94	18.71-22.84	20.86±1.38
FeO	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)	(II)
MnO	0.00-0.73	0.29±0.25	0.25-0.39	0.33±0.06	0.14-1.13	0.48±0.32	0.19-2.04	0.76±0.65	2.27-4.91	2.89±0.92
MgO	0.00-0.34	0.16±0.17	0.00-0.40	0.20±0.22	0.00-0.33	0.10±0.14	0.00-0.39	0.13±0.17	16.49-19.28	17.79±0.94
CaO	23.12-23.94	23.46±0.25	23.12-24.43	23.63±0.46	22.06-23.65	23.10±0.53	20.76-23.91	22.81±1.12	0.12-0.47	0.25±0.11
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00-1.06	0.41±0.40
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Table 3. The Chemical Compositions of The Calcitic Skarn Minerals.

- (I) : Analiz sayısı - (Number of analysis).
 (II) : Toplam demir Fe⁺³ olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺³).
 (III) : Toplam demir Fe⁺² olarak kabul edilmiştir - (Total iron is allocated to Fe⁺²).
 R : Değişim aralığı - (Range).
 $\bar{x} \pm SD$: Ortalama değer ve standart sapma - (Mean value and standard deviation).
 Mz : Manyetit kuşağı - (Magnetite zone) -
 GPz : Granat - Piroksen kuşağı - (Garnet - proxene zone).
 EAz : Epidot - amfibol kuşağı - (Epidote - amphibole zone).
 ECz : Epidot»klorit kuşağı - (Epidote - chlorite zone).

Granat-piroksen zonlarının ana bileşeni iri (2-3 cm) taneli öz şekilli kuvvetli anizotropi şeklinde anomali gösteren zonlu (Levha I-4) ve bileşimi andradit-grossular-hidrogrossular (Ad₁₂₋₉₃) arasında değişen granatlarıdır (Çizelge 3). Granatların bileşimleri ile renkleri arasında bir ilişki vardır ve andradit, grossular, hidrogrossular granatlar sırasıyla açık kahve, zeytin yeşili ve açık zeytin yeşili renktedirler. Granatların MgO bileşeni yüksektir (% 3-5 MgO' a kadar) ve bu genellikle yüksek sıcaklık belirtisi olarak kabullenilir (Bkz Deer ve Diğerleri, 1962). Granatlar çok karmaşık ikizlenmeler gösterirler. Granat taneleri boyunca yapılan «Scan» profilleri taneler içinde bileşim değişimi

olmadığını göstermektedir. Bu da, kuvvetli zonlanma, anomalik anizotropi ile birlikte metasomatik bir kökeni belirler. Granatın türü de bunu doğrulamaktadır. Bütün bu nedenlerden ötürü granatlar bölgesel başkalaşım kökenli olmazlar.

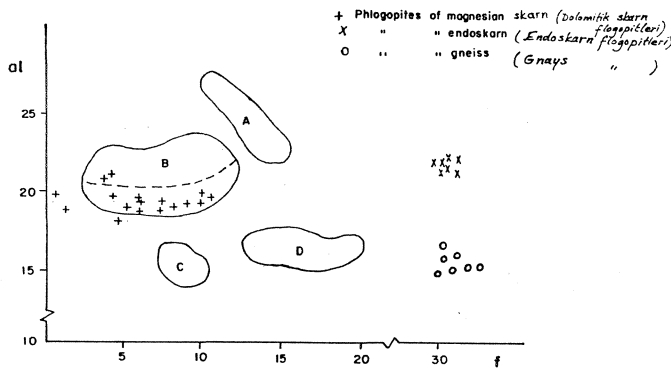
Granat zonlarında görülen piroksenler iri taneli (2-3 mm) renksizdirler ve ağırlıkça % 0.00-13.00 Al₂O₃ içerirler. Yüksek Al bileşimliler fassait ve düşük Al içerenler diyop[^]sittirler. Ama % 6-7 Al[^]O[^] gibi değerlere sahip olanlar fassait veya diyopsit olabilir. Deer ve diğerleri (1978) de belirtildiğine göre bu iki mineral birbirine geçiş göstermektedir. Bazı deneysel çalışmalar piroksenlerin Al₂O₃ bileşiminin

değişen basınçla arttığını (1 kbar. da ağırlıkça % 14 Al_2O_3 ve 18 kbar da % 19) göstermişse de (Bkz Deer ve diğerleri 1978) çalışılan sahada böyle büyük basınçlar ve özellikle bu tür basınç değişimlerini gösteren hiç bir belirti yoktur. Bu nedenle basınç dışında etkenler aramak gerekir ki bu da doğal fassaitler üzerinde çalışanlara göre (Rao ve Rao, 1970) Al ve Si iyonlarının ortamdan almabilirliği diğer bir değişle aktiviteleridir. Piroksenlerin MnO bileşenleri ağırlıkça % 4.00'e kadar çıkmaktadır. Sovyet araştırmacılar skarn tipi yataklarda görülen piroksenlerde böyle yüksek MnO değerleri izlemişlerdir (Bkz Zharikov ve Vlasova, 1955) •

Epidot bağımsız taneler veya granat taneleri kenarları boyunca iğnemi bozunma ürünü olarak gözlenir- Ps değerleri 37 den 16 kadar düşmekte ise de altere olmamış kı-sımlarda 30 dolaylarındadır (Tablo 3).

Amfiboller piroksenlerden dönüşmüşlerdir. Az olarak kuvars ve ortoklas da bulunur.

Epidot-Amfibol Kuşakları. Kalsitik skarnların en kalın kuşakları olan epidot-amfibol zonları Akdağmadeni sek-töründe yaygın olarak gelişmiştir. Bu tip skarnların mine-



Şekil 7. Çalışma sahasının değişik kayaçlarında gözlenen flogopitlerin f ve al bileşenlerinin Zharikov (1970) sınıflamasına uyarlanması.

- A : Yarı derinlikte ve mağmatik evrede oluşmuş bozunmuş skarnlar,
 B : Mağmatik evrede oluşmuş ve bozunmuş skarnlar (üst bölüm), mağmatik evre sonrası oluşmuş ve bozunmuş skarnlar, (alt bölüm),
 C : Mağmatik evrede ve derinlerde oluşmuş bozunmuş skarnlar,
 D : Mağmatik evrede ve derinlerde oluşmuş bozunmuş endoskarnlar.

Figure 7. Ferruginousness (f) and aluminousness (al) of the flogopites from the various rocks of the studied area, plotted on Zharikov (1970)'s classification diagram.

- A : Altered skarns of magmatic stage and hypabyssal facies,
 B : Altered skarns of magmatic stage (upper portion), Altered skarns of postmagmatic stage (lower portion),
 C : Altered skarns of magmatic stage and abyssal facies,
 D : Altered endoskarns of magmatic stage and abyssal facies.

rai topluluğu epidot, amfibol, kuvars, sfen, apatit, granat, piroksen, hematit ve ortoklasdır.

Epidot-amfibol kuşakları sülfid cevherleşmelerinin önemli kısmını içerirler. Fakat cevherleşmeler çevresindeki alterasyon daha değişik olduğundan bu kuşaklar ayrı bir başlık altında incelenmiştir.

Epidot-amfibol kuşaklarında görülen epidot açık sarı renkli, prizmatik, çoğu yerde ışınal ve tane boyu orta-iri (1-3 mm) dir. Ps değerleri burda da geniş bir aralıkta değişmektedir (20-33) (Tablo 3). Fakat bu değişim gene değişik aşamalarda alterasyonların üst üste gelmesindedir. Nitekim grandit granat-piroksen-epidot-kuvars mineral topluluğundaki epidotların bileşimi çok az değişmektedir (Ps=33 q12). Epidot amfibol-kuvars-sfen mineral topluluğunun Ps değerleri 25 dolayındadır. Bu ikinci mineral topluluğu epidot-amfibol kuşaklarının belirgin mineral topluluğudur. Birinci topluluk granat-piroksen oluşum evresinden bir kalıntı olarak kabul edilebilir. Epidotlar gene iki ayrı şekilde; bağımsız taneler ve granatların altere kenarları şeklinde görülürler.

Piroksenler uralitleşerek tremolit-aktinolite dönüşmüşlerdir. MnO bileşenleri ağırlıkça % 020-8.00 arasında değişmektedir. Al_2O_3 bileşenleri, bu kesimlerde aktivitesinin çok düşük olması nedeniyle olsa gerek, oldukça düşüktür (Tablo 3).

Genellikle granditik bileşimdeki granatlar çok enderdir ve hemen hemen her zaman bölümsel olarak epidot'a bozunmuşlardır.

Sfen toplam kayacın % 5-10'u kadar olabilmektedir ve yarı özşekilli taneler şeklinde bulunur-

Epidot-Klorit Kuşakları. Sülfid cevherleşmeleri çevresinde bulunan epidot-klorit kuşakları kuvvetlice bozunmuş kuşaklardır. Bu kuşakların mineral topluluğu epidot, klorit, kuvars, kaolinit, sfen, muskovit ve sülfidlerdir. Epidot kuvvetlice bozunmuş ve kuvars-klorit-kalsit yığınları ile çevrelenmiş iskeletler şeklindedir.

Kaolinit bulutumsu kahverengi yığınlar şeklinde ve her zaman sülfid mineralleşmesi ile ilgili olarak bulunur.

Kuvarslar irice öz veya yarı özşekillidirler ve taneler bal petekleri diziliminde gözlenirler. Çoğu zaman opak mineral çekirdekleri (Levha 1-D) içeren ve zonlu yapı gösteren bu kuvarsların, sıralanan bu özelliklerinden dolayı, bir çözeltiden boşlukta gelişmiş olmaları gerekir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Akdağmadeninde görülen skarn oluşukları bölgede görülen adamellit intrüzyonu ile yakından ilgilidir. Fakat oluşuklar tekdüze değil değişik fiziko-kimyasal koşulların ürünü şeklindedir. Bu değişik oluşuklar adamellit kantağından itibaren manyetit, granat-piroksen ve epidot şeklinde bir kaba kuşaklanma ve çatlaklardan dışa doğru kaolinit, kuvars, ikincil kalsit, kalsit ve epidot-klorit-sülfid şeklinde sıralanmalar gözlenirse de kuşaklanmayı hem zamanın hem de dokanaktan uzaklığın etkilediğini düşünmek daha yerinde olur.

Adamellit yerleşmesi sırasında yan kayaçları ısıtılarak daha sonraki skarnlaşma için gerek kimyasal gerekse fiziksel olarak daha uygun hale getirilmişlerdir. Skarnlaşmanın granitik kayaç yerleşiminden çok daha sonra olması gerekir. Çünkü en yüksek sıcaklık skarn mineralleri bile bölgenin ana faylanma sistemine uygunluk gösteren ve hem mağmatik hemde bölgesel başkalaşım kayaçlarını etkilemiş olması nedeniyle magma katılmasından sonra gelişmiş

EVRELER (stages)	GARNET-PYROXENE (Granat - Piroksen)	EPIDOTE-AMPHIBOLE (Epidot - amfibol)	EPIDOTE-CHLORITE (Sulphides) (Epidot - klorit - sülfid)	KAOLİNİT*FJSKOVİT (Kaolinit - Muskovit)
EPİDİTLARIN Ps DEĞERLERİ (Ps values of Epidotes)	35 30 25 20			
SIVI KAPANIM HOMOJENL. SICAKLIĞI (Fluid inclusion homogenization temp)	> 500°C	460-490°C	390-430°C	< 320°C
MINERAL TOPLULUĞUNDAN HESAP SIC. Temperature estimated mineral assemblage	~ 550°C	450-500°C	?	< 300°C
SKARN MINERAL TOPLULUKLARI (Skarn mineral assemblages)				

Şekil 5. Çalışma alanında gözlenen skarnlaşmanın olası modeli çeşitli evrelerindeki oluşum sıcaklıkları ve epidotların Ps değişimi. Kısaltmalar ad? : andraditik granat, amp: amfibol, an: anortit, cc: kalsit, eh: klorit, ep: epidot, ggar: grossular granat, hm: hematit, ka: kaolinit, mt: man. yetit, ol: olivin, py: piroksen, ser: serpantin, sp: spinel.

Figure 8- Possible skarnisation model of the studied area, the formation temperatures in various stages and the variation of the Ps values of epidotes. Abbreviations adg: andraditic garnet, amp: amphibole, an: anorthite, cc: calcite, ch: chlorite, ep: epidote, ggar: grossular garnet, hm: hematite, ka: kaolinite, mt: magnetite, ol: olivine, py: pyroxene, ser: serpentine, sp: spinel-

olduğu açık olan faylar boyunca yaygın olarak oluşmuştur. Skarnlaşmayı, magmatik-bölgesel başkalaşım kayaları dokanağı ve granitik kayaç içerisindeki çatlaklar boyunca yükselen ve derinlerde devam eden magma farklılaşmalarından kaynaklanan çözeltiler sağlamıştır. Bu farklılaşmanın bir ürünü de batolitleri kesen ve daha asidik dayk intrüzyonlarıdır.

Bu çözeltiler zamanla ve dokanak veya kırık zonundan uzaklaştıkça değişik özellikler kazanmış ve değişik tipte skarnlaşmaya neden olmuşlardır. Bu nedenle, skarnlaşmayı değişik evrelerde incelemek gerekir: 1) Manyetit-piroksen-granat 2) epidot-amfibol 3) epidot-klorit ve 4) muskovit-kaolinit evreleri. Bu evrelerde çözeltilerin özellikleri ve kimyasal reaksiyonlar şöyle özetlenebilir :

1) Manyetit-Granat-Piroksen Evresi

Manyetit-andradit-epidot (Ps 33) -kuvars mineral topluluğundan sıcaklığın 600°C dolayında olması ve $\log a_{O_{2SS}} - 15$ olması beklenir. (Bkz. Barnes, 1979 s. 200). Sonucu koşul hematitin bu evrede oluşmaması ile de sağlanmaktadır- CO_0 aktivitesinin yüksek olduğunu gösteren grafit ve siderit ve de çok düşük olduğunu belirten vollastonit ortam-

da gelişmemiştir. Huckenholz ve diğerleri (1971) ve (1972) granditik granat ve manyetit-in düşük P ve yüksek T de çözeltilerden doğrudan oluşabileceğini deneysel olarak göstermişlerdir. Ama andraditik granat oluşumu için Deer ve diğerleri (1962) tarafından verilen.

$3 CaCO_3 + Fe_2O_3 + 3 SiO_2 \rightarrow Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + CO_2$ reaksiyonu daha geçerli gözükmektedir çünkü kısmen andradite dönüşmüş kalsit taneleri vardır.

Bu evrede, dolomitik mermerlerde Manyetit-spinel-forsterit-diopsid mineral topluluğu gelişmiştir. Bunlardan manyetit ve spinel ilk aşamada bir katı çözeltiler şeklinde gelişmişler fakat daha sonra düşen sıcaklıkla spinel manyetit-ten ayrılarak manyetit tanelerinin kenarları boyunca yerleşmiştir.

Bu evrede çözeltiler demirce zengindirler ve bu yüzden Ps bileşenleri yüksek epidotlar, manyetit ve andraditik granat oluşmuştur.

2) Epidot-Amfibol Evresi

Bu evrede gerek doğrudan çözeltilerden gerekse daha önce oluşmuş granat ve piroksenlerin bozunmasıyla epidot ve amfibol oluşmuştur. Daha önce açıklandığı gibi, bu ev-

rede etkin olan çözeltiler ortama daha sonra geldiklerinden veya çözeltilerin kaynağından uzaklaştıklarından daha az sıcak ve Fe yerine Al'ce zengindirler. Bu evrenin mineral topluluğu granditik granat-piroksen-epidot (Ps₂₅)-amfibol-kuvars-sfen şeklindedir ki bu Liou (1973) in bulguları temeline göre düşük oksijen fugasitesini (Log fO₂[^]=22) ve önemli H₂O'de yüksek sıcaklığı belirtmektedir. Zharikov (1970) benzer mineral toplulukları için 450-500°C oluşum sıcaklıkları hesaplamaktadır. Bu evrenin sıvı kapanımlarının homojenleşme sıcaklıkları 460-490°C (basınca göre düzeltilmiş değer) arasındadır. Oksijen fugasitesi düşük olmasına rağmen bağıl olarak daha düşük sıcaklık etkin olduğundan ilk evrede oluşan manyetitlerin çoğu bu evrede martitleşmişlerdir.

3) Epidot-Klorit Evresi

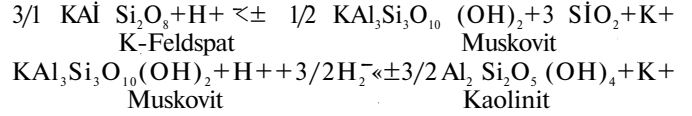
Cevherleşmelerle yakından bağlantılı olarak gözlenen epidot (Ps₂₀)-klorit zonlarının diğer mineralleri kuvars, kaolinit, sfen, muskovit ve sülfidlerdir. Bu kuşaklarda epidotlar iskeletler halindedirler ve kuvars, klorit ve kalsitten oluşmuş karmaşık yığılımlarla çevrelenmişlerdir. Bu nedenle Deer ve diğerleri (1962) tarafından verilen; Epidot + H₂O + Co₂ » klorit + CaCO₃ + SiO₂ reaksiyonunun burda gerçekleşmiş olması gerekir. Ayrıca amfibollerden çok az olarak büyük bir olasılıkla; Aktinolit + CO₂ + H₂O » Klorit + CaCO₃ + SiO₂ reaksiyonuyla klorit oluşmuştur.

Bu evrenin sıvı kapanımları 390-430°C (düzeltilmiş değer) homojenleşme sıcaklığı vermektedirler. Bu evrede oluştuğu varsayılan sülfidlerden pirotin jeotermometresi de 380-480°C arasında bir sıcaklık vermektedir. Sfalorit jeobarometresi 0-5 kbar altında basınçlar vermektedir. Sıvı kapanımlarının belirttiği basınç ise 0.3 kbar'dır. Skarnlaşmanın ve cevherleşmenin kırık zonları, tabaka yüzeyleri ve boşluklarda geliştiği göz önünde tutulursa böyle düşük basınçlar gerçek değerler olarak değerlendirilebilirler. Çünkü bu gibi ortamlarda etkin basınç sadece hidrotermal kolonun basıncıdır.

Dolomitik mermerde oluşan skarn minerallerinden forsterit ve çok zayıf olarak da piroksenler serpantinleşmişlerdir. Deneysel bulgulara göre (örneğin Bowen ve Tuttle, 1949) bu tür serpantinleşmeler 500°C den yüksek sıcaklıkta oluşamaz ve inceleme sahasında gerçekleşmiş olması gereken Forsterit + H₂O » serpantin + Manyetit reaksiyonu ise 400°C nin altında oluşmaktadır (Bkz Deer ve diğerleri, 1962).

4) Kaolinit-Muskovit Evresi

Kaolinit ve muskovit her zaman sülfid minerallerinin yakın dolayında gözlenmektedir. Daha önce belirtildiği gibi kaolinit çatlakların en iç kuşağını doldurmaktadır. Diğer bir deyişle en geç oluşumdur. Sülfid taneleri arasında ise bulutumsu, optik özellik göstermeyen, yığınlar şeklinde ve muskovit tanelerinin altere olmuş kısımlarını oluşturur şeklindedir. Bu gözlemlerden çıkararak muskovit ve kaolinitin çok geç oluşuklar olduğu söylenebilir. Nitekim Rose ve Burt (1979) kaolinit-muskovitin aynı ortamda beraber bulunmasının 300°C nin altında sıcaklığı belirlediğini deneysel olarak saptamışlardır. Çalışma sahasındaki bu minerallerin ortoklaslardan yukarıda anılan yazarların verdiği hidroliz reaksiyonlarla oluşmuş olması gerekir :



Rose ve Burt (1979)'e göre 300°C den yüksek sıcaklıklarda bu reaksiyonlar profilit ve andaluzit vermektedir. Bu mineraller çalışılan skarn ve sülfid oluşuklarında gözlenmemiştir.

Hidroliz reaksiyonlarının, metasomatizmanın en son aşamasını simgeleyen ve yoğun kuvars oluşumu ile kendini belli eden evrede oluşmuş olması gerekir. Nitekim bu evrede oluşan kuvarsların homojenleşme sıcaklıkları 320° (düzeltilmiş değer) den daha düşüktür.

Endoskarnların oluşum zamanını faylanmaya göre bağıl olarak gösteren açık bir belirti yoktur. Gerçi adamellit-pirit ve kalkopiritlerle dolu çatlakları çevresinde feldspatların bozunması şeklinde bir bozunma görülürse de bu ancak epidot-klorit evresine eşdeğer olabilir. Halbuki biyotitlerin flogopitleşmesi gibi çok daha kapsamlı bir metasomatizmanın magma tamamen katılaştıktan sonra olması gerekir. Çünkü bu metasomatizmanın mekanizmasının difüzyon olması gerekir ve difüzyon metasomatizmasının adamellit gibi tıkHz bir kayaçta gerçekleşmesi olanaksızdır. Piroksen ve manyetit gibi minerallerin varlığı da daha sıcak evrelerde endoskarnların oluşmasının diğer bir belirtisidir.

Skarnlaşma modeli evreleri, reaksiyonlar ve etkin fiziko-kimyasal koşullar Şekil 8 de özetlenmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Londra Üniversitesinde yapılan doktora tez çalışmasının bir parçasını oluşturmaktadır. Yazar, başta tez hocası Dr. R.M.F. Preston olmak üzere Londra Üniversitesinin değişik kollejerinde görevli öğretim üyeleri ve teknisyenlerine bu çalışma sırasında yardım ve ilgilerinden dolayı teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELEE

- Atherton, M.P. ve Tarney, J., (eds), 1979, Origin of granite batholiths: Shive. Orpington Kent.
- Baykal, F., 1945, E'tude géologique du Taurus entre Daren-de et Kayseri (Anatolie): Rev. Ist., 10, 133-142.
- Deer, W.A. Howie, R.A. ve Zussman, J., 1962, Rock forming minerals: Longmans, London. 529 s.
- Deer, W.A., Howie, R.A. ve Zussman J., 1978, Rock Forming silicates' volume 2A, single chain silicates: Longmans, London.
- Erkan, Y., 1980, Orta Anadolu masifinin kuzeydoğusunda (Akdağmadeni, Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 23, 213-218.
- Harpum, J.R., 1963, Petrographic classification of granitic rocks in Tanganyika by partial chemical analyses : RecGeol. Surv. Tanganyika, 10, 80-88.
- Huckenholz, H-G. ve Yoder, H-S. Jr., 1971, Andradite stability relations in the CaSiO₃-Fe²⁺O₃ join up to 30 Kbar: Njb. Miner. Abh., 114, 246-280.
- Huckenholz, H-G., Unhuber, W. and Springer, J., 1974, The join CaSKVAI₂O₃-Fe₂O₃ of the CaO-Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₄ quaternary system and its bearing on the for-

- mation of granditic garnets and fassaitic pyroxenes: N. Jb. Miner. Abh., 121,160-207.
- Ketin, İ., 1963, The geological map of Turkey, Kayseri sheet (1: 500 000) : Maden Tetkik Arama Enst, Ankara.
- Liou, J.G., 1973, Synthesis and stability relations of Epidote, $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$: J. Petrology 14, 381-413.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: George Allen and Unwin, London. 492 s-
- Rease, P., 1974, Al and Ti contents of hornblend, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism: Contr. Mineral. Petrol., 45, 231-236.
- Rao, A.T. and Rac, M.W., 1970, Fassaite from a eale-silicate skarn vein near Gondivalasa, Orissa, India: Amer. Mineral., 55. 975-980.
- Rose, W.A. and Burt, D.M., 1979, Hydrothermal alteration; Barnes, H.L.S ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits da : John Wiley and Sons Ltd. New York. 173-235.
- Rumble, D., 1976, Oxide minerals: Min. Soc Am. Short course note*, volume 3, chapte, 3.
- Sağiroğlu, A., 1982, Contact metasomatism and ore deposition of the Lead-Zinc deposits of Akdağmadeni, Yozgat, Turkey: Londra Üniversitesi (Yayınlanmamış) doktora tezi, 324 s.
- Sen, S.K., 1959, Potassium content of natural plagioclases and origin of antiperthites: J. Geology, 67, 479-495.
- Turner, F.J. and Verhoogen, I-, 1960, Igneous and metamorphic petrology, 2 nd ed: Me Graw Hill, New-York, 694 s.
- Turner, F.J., 1968, Metamorphic Petrology: Me Graw Hill New York, 404 s-
- Tülümen, E-, 1980, Akdağmadeni yöresinde petrografik ve metalojenik incelemeler: Doktora tezi, K.T.Ü. Yer-bilimleri Fakültesi yayını, Trabzon.
- Vache, R., 1963, Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu kristalinine karşı olan jeolojik çevreleri : Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 60, 22-35.
- Williams, H., Turner, F.J. and Gilbert, M.C., 1954, Petrography : W.H. Freeman and Co., San Fransisco, 406 s.
- Yoder, H.S. and Eugster, H.P., 1955, Synthetic and natural muscovite : Geochim. Cosmochim. Acta., 8, 225-280.
- Zharikov, V.A., 1970, Skarn part I, II and III: Internal Geology Rev., 12, 541-559, 619-647, 760-775.

Yazının Geliş Tarihi : 28.1.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 24.4.1984

Yayma Verildiği Tarih : 29.4.1984

LEVHA I

- Şekil 1, Adamellitın kenar zonlan boyunca yaygın olarak görülen ortoklasın bozunması: Küçük ortoklas taneleri tamamen, iri taneler ise kenarları boyunca oligoklasa (beyaz renkli) dönüşmüştür.
- Şekil 2. Olivinlerde serpantinleşme. Opak taneler, serpantinleşme sonucu oluşan manyetit taneleridir. Tek nikol, görüntü alanı 0.87x0-60 mm.
- Şekil 3. Dolomitik skarn manyetitlerinde spinel ayrılımları (saydam küçük kristaller). Tek nikel, görüntü alanı 0.55 x 0.38 mm.
- Şekil 4. Granat-piroksen kuşaklarında gözlenen zonlu, kısmen epidotlaşmış granatlar. Çift nikol, görüntü alanı 3.5 x 2.4 mm-

PLATE I

- Figure 1- Dominant alteration observed throughout the marginal zones of the adamellite : minute orthoclase grains completely and the coarse ones along the grain borders are altered to oligoclase (milky white).
- Figure 2. The serpentinisation in olivine. Opaque grains are the magnetites which are formed as a result of serpentinisation, Ppl, field of view 087 x 0.60 mm-
- Figure 3- The spinel exsolutions (minute, transparent crystals) in the magnetites of magnesian skarn. PpL field of view 055 x 0.38 mm-
- Figure 4. The zoned garnets of the garnet-pyroxene zones. Which are partially altered to epidote, xpl, field of view 3-5 x 2.4 mm.

Antalya güneyindeki Triyas kayalarının konodont biyostratigrafisi

Conodont Biostratigraphy of the Triassic rocks, Southwest of Antalya, TURKEY

FUAT ÖNDER, C.Ü. Mühendislik Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, SİVAS.

ÖZ : Antalya ili güneybatısında Teke Dağı, Saklıkent ve Dömek Tepe yörelerinden toplanan Triyas yaşlı kireçtaşı örnekleri zengin mikrofosiller içermektedir. Saklıkent'de Orta Triyas yaşlı kayalar kırmızı ve gri renkli biyomikritler olup ammonit ve konodontca zengindirler, Dömek Tepe civarında Üst Triyas yaşlı gri-kırmızı lekeli biyomikritler de konodont içerirler. Antalya yöresi için tip kesit olarak tanımlanan Teke Dağı ölçülü dikme kesiti ise vermikülitli gri kireçtaşları ve kırmızı nodüllü kalkarenitler ile karakteristiktir. Toplanan örneklerde ammonit, konodont ve foraminifer, gibi zengin denizel fosiller bulunmuştur. Bu kireçtaşları konodontlara göre Orta-Üst Triyas yaşlı olup Alpler'deki Triyas fasiyeslerine benzemektedir. Çökme ortamları ise, okyanus havzalarında tümsekler üzerine çökmüş pelajik tortullar olarak önerilmiştir. Antalya civarından alınan örneklerde saptanan Orta-Üst Triyas konodontları şunlardır : Crathognathodus, Cypridodella, Didymodella, Diplododella, Enantiognathus, Epigondolella, Gladigondolella, Neocavittella, Neogondolella, Meohindeodella, Prioniodella, Xaniognathus ve Prioniodina.

ABSTRACT : In Southern Turkey, South-west of Antalya City, three of the measured sections (Teke Dağı, Saklıkent and Dömek Tepe) provide sufficient micropalaeontological base for future biostratigraphical studies. The Saklıkent section comprises red or buff and grey biomicrite, both of which contain ammonites and conodonts. According to the conodonts, it belongs to the Middle Triassic. The Dömek Tepe section consists of grey, mottled red biomicrite which also contains conodonts. They indicate an Upper Triassic age. In the Teke Dağı, proposed as the type section of the Triassic rocks in Antalya, the succession is characterized by vermicular limestone and red calcarenite rich in marine fauna (ammonites, conodonts, foraminifers... etc.) These Middle-Upper Triassic limestones are typical of Alpine-type Triassic and are thought to be pelagic sediments deposited on sea-mounts within ocean basins. In Antalya several species of the Middle-Upper Triassic conodonts Crathognathodus, Cypridodella, Didymodella, Diplododella, Enantiognathus, Epigondolella, Gladigondolella, Meocavittella, Neogondolella, Neohindeodella, Prioniodella, Prioniodina and Xaniognathus occur in this environment.

GİRİŞ

Bu çalışma, özellikle son yıllarda çok önem kazanmış olan Orta Toroslar'daki Triyas yaşlı kayaların stratigrafik özelliklerini açıklığa kavuşturmak ve son yirmi yılda büyük stratigrafik önem kazanıp geniş çapta yaş tayinlerinde de kullanılan konodontlardan yararlanarak, ülkemizin bir bölgesinde Triyas stratigrafisinin biraz daha aydınlığa kavuşturmak için yapılmıştır. Çalışma sahası Antalya ili güneybatısı olup Teke Dağı, Saklıkent ve Dömek Tepe yörelerinde (Şek. 1) Triyas yaşlı formasyonlar incelenmiştir. Çalışılan sahada özgün paleontolojik çalışmalar olmamasına karşın yörenin temel jeoloji sorunlarına yönelik çalışmalar çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmıştır, örneğin özgül (1976) Torosların bazı temel jeoloji özelliklerini tanıtan çalışmasında «birlik» kavramı içerisinde yörenin allokon ve otokon konumlu istiflerinden söz etmiştir. Marcoux (1979) «Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyası'ndaki yeri» adlı yayınında yine yörenin te-

mel jeoloji sorunlarına değinmiştir. Ayrıca Şenel ve diğerleri (1981) Teke Torosları güneydoğusunun jeolojisini çalışmışlardır.

SAKLIKENT VE DÖMEK TEPE

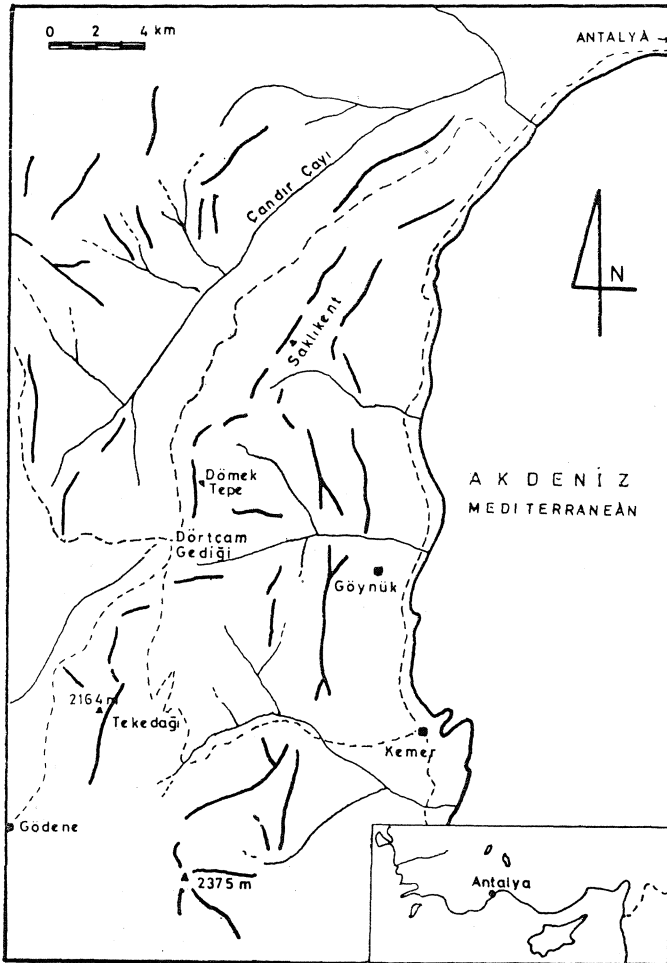
Antalya'nın güneybatısındaki Saklıkent civarında birbirine komşu üç yüzlekden çeşitli örneklemeler yapılmıştır, Genellikle ince-orta tabakalı biyomikritler altta gri üstte ise kırmızı renklidirler. Aralarında bir uyumsuzluk görülmeyen bu kireçtaşlarından tabana yakın seviyelerden toplanan örneklerin daha fazla alterasyona uğradığı ve yer yer rekristalize olduğu gözlenir. Bu gri ve kırmızımsı seviyeler ammonit, konodont ve az miktarda foraminifer gibi denizel fosiller içerirler. Konodontlara göre Orta Triyas (Aniziyen ve Ladiniyen) yaş saptanmıştır. Bu yöreden toplanan örneklerde elde edilen konodont türleri şunlardır : Crathognathodus kochi, C. posteropriathus; Cypridodella spengleri, C. venusta; Didymodella alternata; Enantiognathus zieglery; Gladigondolella tethydis, G. malayensis

malayensis; Neogonolella cf. bakalovi, IV. basisymmetrica, N. bulgarica, N. excelsa, N. foliata, N. longa, N. mombergensis, N. navicula mavicula, N. polygnathiformis; Neohindeodella triassica; Prioniodella pectiniformis, P. priomiodellides; Prioniodina libita, P. petrae-viridis; Xaniognathus tortilis ve tanmamış yeni bir cins.

Yine Antalya'nın güneybatısı; Göynük'ün kuzey-batısında yer alan Dömek Tepe'de ise pilov lavlar üzerinde olduğu sanılan (pilov lavlara aynı kesitte rastlanmamış fakat yakın yörede gözlenebilmiştir) kireçtaşlarından da birçok örnek toplanmıştır. Bu gri-kırmızı lekeli biyomikritlerde iyi tabakalanma gösterip ammonit, gastropod, conodont ve foraminifer gibi fosiller içerirler. Bu yöreden toplanan örneklerde elde edilen Üst Triyas (Üst Karniyen-Alt Noriyen) konodontları ise şunlardır : Epigondomla abneptis, E. permica, E. primita; Neogondolella oertlii, N. polygnathiformis; Neohindeodeila dropla, N. triassica ve Xaniognathus sp-

TEKE DAĞI

Antalya'nın güneybatısında, Kemer'in kıyından içe doğru tam karşısında yer alan Teke Dağı Alt-Orta ve Üst Triyas en iyi gözlemlendiği yerdir. Muhtemel Alt Triyas yaşlı



Şekil-1-Yerbulduru haritası
Figure: 1-Location map of the Antalya area

kayalarda fosil bulunamamış fakat Orta-Üst Triyas kireçtaşlarının zengin ammonit, gastropod, conodont ve foraminifer gibi denizel fosiller içerdiği gözlenmiştir. Antalya yöresi için tip kesit olarak (Şek. 2) verilen Teke Dağı ölçülü dikme kesitinde Alt Triyas gri-sarımsı şeyller ve mikrit aralanması ile temsil edilmiştir. Fosil bulunamadığı gibi evaporitleşme belirtilerine de rastlanmamıştır. Orta Triyas (Alt Aniziyen) ise vermikülitli kireçtaşlarıyla başlar. İyi tabakalanmış biyomikrit olarak adlanan bu tabakalar az miktarda da olsa konodont içerirler. Bunlar üzerine uyumlu olarak zengin fosilli, kırmızı-nodüllü kalkarenit tabakaları gelir. Konodontlara göre yapılan saptamada Orta-Üst Aniziyen'den Resiyen'e kadar Triyasın bütün katlarını kapsadığı, sanılmaktadır. Buna benzer kırmızı, nodüllü kireçtaşı fasiyesleri detaylı olarak Alpler'de (Avusturya'da Hallstatt kireçtaşı) Yugoslavya ve Yunanistan'da çalışılmıştır. Literatürde kırmızı Ammonitiko Rosso fasiyesi diye adlanan bu kireçtaşları paketlenmiş biyomikrit olup alttı belirgin nodüllü, üstte doğru daha açık renkli ve nodülsüz olarak karakteristiktirler. Toplanan bütün örneklerde zengin ammonit, gastropod, konodont ve foraminiferler saptanmış ancak yaş tayinleri konodontlara göre yapılmıştır. Bu çalışmanın amacı dışında olduğu için ammonit ve gastropodlar üzerinde paleontolojik çalışma yapılmamıştır. Alman örneklerde saptanan foraminiferler ise şunlardır. Involutina sp., Ophthalmidium sp- Vidalina sp., ve Trochoina sp. Bu mikrofosillere ilave olarak üstteki tabakalarda «holothurian sclerites»larda tesbit edilmiştir. Teke Dağı ölçülü dikme kesitinde saptanabilen konodontlar şunlardır : Cratognathodus kochi, C. posterognathus; Cypridodella medioeris, C cf. pronoides, C. spengleri, C. venusta; Didymodellela alternata; Enantiognathus lotus, E. zieglery; Epigondolella abneptis, E. baloghi, E. carnica, E. nodosa, E. parva, Epermica, E. postera, E. primita, E. triangularis; Cladigondolella tethydis, C malayensis budurovi, G- malayensis malayensis; Neocavitella cavitata; Neogondolella bifurcata, N cf. Dulgane-J. N con:tricia N. excelsa, N. hanbulogi, N. kozuui, N. longa, N. mombergensis, N. navicula navicula, N. polygnathiformis; Neohindeodeila dropla, N. triassica; Prioniodella decrescens, P. pectiniformis, P. prioniodellMes; Prioniodina libita, P. petraeviridis; Xaniognathus tortilis.

Ortamsal yorum

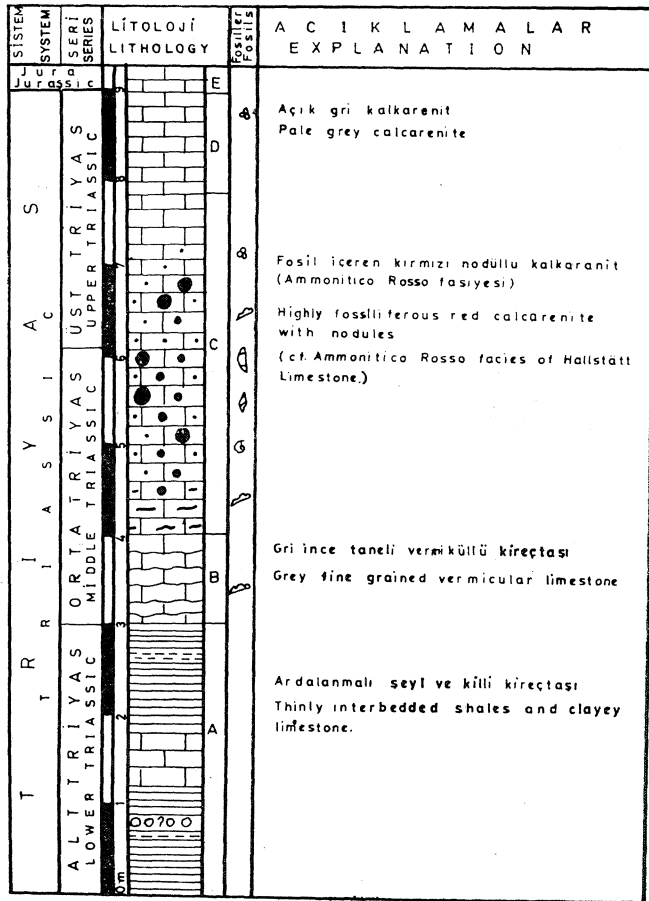
Antalya yöresinde çalışılan kireçtaşları Avusturya Alplerinde Hallstatt kireçtaşlarına benzemekte olup Alplerde bu tip fasiyesler detaylı olarak çalışılmıştır. (Zankl, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974; Wilson 1975; ve diğerleri). Benzer formasyonların çökme ortamları, hakkında değişik görüşler vardır. Bunlar, Fischer'e (1964) göre derin deniz; Krystyn ve diğerleri (1971) gibi bazı Alp jeologlarına göre ise sığ deniz-fotik zonudur. Zankl (1971) ise bu ortamı 50-200 m. arası sığ su olarak yorumlamıştır. Bernoulli ve Jenkyns (1974) ise çökme ortamını okyanus havzalarında tümsekler üzerine çökelmiş pelajik tortullar olarak önermiştir.

Çalışılan sahada Alt Triyas kötü yüzeylenmiş mikrit ve şeyi aralanması ile temsil edilir. Bu seviyelerde herhangi bir fauna veya flora belirtisine rastlanmadığı gibi Alplerle denestirilen sahaların aksine bir evaporitleşmeye de rastlanmamıştır. Mikrit tabakalarının varlığı ise ortamda kireç çamurunu uzaklaştırabilecek şiddette akıntıların olmadığını gösterir. Tüm bu veriler normal bir denizel yaşamın ol-

madîğini göstermektedir. Ayrıca bu koşullar fliş türü bir sedimantasyona da uygun değildir. Ait Triyas üzerinde ise uyumlu olarak Orta Triyas vermikülitli kireçtaşları bulunmaktadır. Az sayıda konodont dışında başka bir organizma elde edilememiştir. Bunun nedeni* sudaki tuzluluk miktarının canlı yaşamına uygun olmaması veya derin denizlerde çökelen biyojenik karbonatlarda canlıların ölümden sonra erimeleri olabilir. Bu seviyede karasal malzemenin olmayışı ise çalışma sahası ile Alt Triyas klastiklerini sağlayan bölge arasında tektonik olayların olduğunu işaret etmektedir. Orta Triyas üst seviyeleri ile Üst Triyas ise nodüllü biyomikritlerle temsil edilmiş olup, ammonit, gastropot, konodont ekinoderm, bivalve kabukları ve foraminifer gibi denizel fosiller içerirler. Yörede elde edilen bazı konodontlar (Neogondoiella, Epigondoiella... vb.) ile yukarıda sayılan fosillerin varlığı ve buna karşın kuvvetli akıntuların olduğuna dair hiçbir izin bulunmayışı, serbest yüzücü organizmaların kavkalarına (ince kabuklu lamellibranchiata kavkalarına) rastlanmayışı ve koloni şeklinde yaşayan organizmaların da (kolonyal mercanlar) yokluğu Bernoulli ve Jenkyns'in sedimanter ortam hakkındaki görüşlerini desteklemektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

1 — gide edilen mikropaleontolojik verilere dayanarak bölgedeki Triyas istiflenmeleri daha iyi açıklanmış, yaş



Şekil 2- TEKE DAĞI (TT) ölçülü stratigrafi kesiti
Figure: 2- TEKE DAĞI (TT) stratigraphic columnar section.
Vertical scale in meters.

tayinleri yapılarak Triyasın mevcut katları tesbit edilmiştir.

2 — Yörede pilov lavlar üzerine gelen kireçtaşların tartışmalı yaşı Üst Karniyen-Alt Noriyen olarak saptanmıştır.

3 — Çökeltme ortamları hakkında ileri sürülen çeşitli görüşlerden yalnızca «okyanus havzalarında tümsekler üzerinde çökelmiş pelajik tortullar» görüşünü destekleyen bulgular elde edilmiştir.

ICATKI BELİRTME

MTA ve Millî Eğitim Bakanlığınca desteklenen bu çalışma İngiltere'de Southampton Üniversitesinde yapılmış doktora tezinin bölümüdür. Bu çalışma sırasında kıymetli fikirlerinden yararlandığım tez yöneticileri Sayın Dr. D. Moore ve Sayın Dr. R.L. Austin'a teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca saha çalışmalarında yardımcı olan Sayın A. Özcan'a (MTA) ve çeşitli yardımlarını esirgemeyen MTA Temel Araştırmalar Dairesinde görevli arkadaşlarıma teşekkürü bir borç bilirim.

SUMMARY

The rocks of the Antalya area have attracted the attention of geologists for the last decade or so. Most of the recent investigators have agreed on the ophiolitic and radiolaritic sequences which are considered as «NAPPES» overlying both the platform units and the metamorphic massifs. The «ANTALYA NAPPES» are composed of sedimentary rocks, extrusive and intrusive mafic igneous rocks and volumetrically minor metamorphic rocks, ranging from Ordovician to Tertiary in age (Brunn et al., 1970, 1971; Dumont et al., 1972).

Structurally, two of the measured sections, Teke Dağı (TT) and Saklıkent (TS), belong to the Upper Antalya Nappes and the third, Dömek Tepe (TD) belongs to the Middle Antalya Nappes (for locations see Fig. 1). Section TS comprises red or buff and grey biomicrite, both of which contain ammonites and conodonts. According to the conodonts, it belongs to the Anisian and Ladinian Stages, Section TD consists of grey, mottled-red biomicrite which also contains conodonts. They indicate an Upper Triassic age (U. Carnian-L. Norian Stages). The sequence is as follows in the Teke Dağı section (TT) :

— At the base, variegated shales, edgewise conglomerate (?) and clay limestone are thinly interbedded; they are possibly Lower Triassic in age.

— the overlying vermicular marly biomicrite contains scarce conodonts. It is Middle Triassic (possibly Anisian Stage) in age.

— above are highly fossiliferous red nodular biomicrites, occurring in association with ferromanganese crusts as a marly nodular facies. These rocks are analogous to their Jurassic counterparts, containing similar faunas except for the conodonts, which are present only in the Triassic rocks. According to these conodonts, the red nodular biomicrite is of top Middle and Upper Triassic age,

— at the top is grey biomicrite (white in colour on fresh surfaces); it contains a rich conodont fauna as well as foraminifers, which both indicate the Upper Norian-Rhaetian Stages. Certain outcrops show a continuous transition (without apparent unconformity) from Upper Triassic into the Lowest Jurassic.

The marine limestones from Teke Dağı (TT) are typical of the Alpine-type Triassic; in a few metres they contain all the Triassic stages and sub-stages. The Lower Triassic rocks are represented poorly exposed interbedded micrite and yellow-grey terrigenous elastics, showing no bioturbation or evaporites, although comparable sequences in the Austrian Alps show remarkable evaporite developments (Bernoulli and Jenkyns, 1974). The occurrence of micrite indicates an absence of currents that could winnow away the lime mud; the absence of burrows and fauna suggests conditions unfavourable for normal marine life, both in the water and in the underlying sediment. Conditions were also unfavourable for flysch sedimentation.

Above the Lower Triassic the Anisian stage of the Middle Triassic is represented by vermicular marly limestone containing a fairly restricted conodont fauna. No other organisms are found. This might be due to adverse salinity in the waters or to post-mortem solution of biogenic carbonate in deep waters. If so, it would imply that deposition occurred at about the Carbonate Compensation Depth. The absence of terrigenous sediments hints at tectonic events between Antalya and the source that had supplied the Lower Triassic terrigenes.

The topmost Middle Triassic and Upper Triassic sediments in Teke Dağı (TT) form a stratigraphically condensed sequence of red, nodular biomicrite and cream-coloured non-nodular biomicrite. In the latter, faunas consist only of conodonts and foraminifers, whereas in the red nodular biomicrite, they comprise ammonites, gastropods, conodonts, echinoderms, thin-shelled bivalves and foraminifers. The red nodular biomicrite facies resembles the Hallstatt Limestone in Austria. There are opposing ideas for the depositional environment of this red limestone: deep-water (Fischer, 1964) or photic (shallow) water

(Krystyn et al., 1971; Zankl 1971 who suggested a water depth of 50 to 200 metres). Bernoulli and Jenkyns (1974) considered them to be pelagic sediments deposited on sea-mounts within ocean basins. Their ideas seem to fit the Antalya sediments better. The lack of any indication of current-activity, the prevalence of unbroken shells of large, free swimming organisms with thin shells, and the absence of colonial organisms and other types beside fauna, are all evidence in favour of pelagic deposition but against shallow, wave disturbed conditions.

The Middle Triassic rocks from Saklıkent (TS) show some local differences. They are characterized by grey biomicrite and reddish packed biomicrite, both of which contain rich faunas of ammonites, conodonts and foraminifers.

There are no nodules or other lithological similarities to Teke Dağı. The fauna indicates normal marine salinity. Probably these compare with the basin-type sediments described by Bernoulli and Jenkyns (1974).

The Upper Triassic rocks from Dömek Tepe (TD) are grey and red mottled limestone containing ammonites, gastropods, conodonts and foraminifers. This sparse biomicrite does not show any nodular structures. No microfossils have been recovered from the upper part of this outcrop; the rocks are pervasively micritized. The environment of deposition is more or less the same as the previous ones-

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bernoulli, D. ve Jenkyns, H.C (1974), Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic facies in relation to the early evolution of the Tethys: Soc Econ. Paleont. Minor. Spec. Publ., 19, 129-160.
- Brunn, J.H. ve diğerleri (1970) Structures Mejeures et Correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales: Bull. Soc. Geol. France., 7,XII, 3, 315-556.
- Dumont, J.F. ve diğerleri (1972) Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Z. Deutsch. Geol. Des., 123, 385-409.
- Fischer, A.G. (1964) The Lower cyclothem of the Alpine Triassic: Geol. Surv. Kansas. Bull., 169, 107-149.
- Krystyn, L. Schaffer, G. and Schlager, W. (1971) Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen: Neues Jahrb. Geol. Paleont. Abh., 137, 284-304.
- Marcoux, J. (1979) Antalya Naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22-1, 1-5.
- özgül, N. (1976) Torosların bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 65-78-
- Şenel, M. ve diğerleri (1981) Teke Torosları güneydoğusunun Jeolojisi: Maden Teknik ve Arama Derg., 95/93, 13-44.
- Wilson, L. J. (1975) Carbonate Facies in Geologic History: Springer-Verlag Berlin, 471 p.
- Zankl, H. (1971) Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps: Int. Sed. Congress Guidebook VIII, 147-179.

Yazının Geliş Tarihi: 10.3.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi: 76.1984

Yayıma Verildiği Tarih : 86.1984