



CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ, A- YERBİLİMLERİ

Seri, A-Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Hekimhan-Hasançelebi (KB Malatya) Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği Stratigraphy and Tectonics of the Hekimhan-Hasançelebi Area, NW Malatya, Central-Eastern Turkey	Sabah YILMAZ, Durmuş BOZTUĞ, Ali ÖZTÜRK	1
Bolu Masifi Örtü Kayaçlarında Diyajenetik ve Çok Düşük Dereceli Metamorfik Kil Minerallerinin Mineralojisi ve Jeokimyası Mineralogy and Geochemistry of Diagenetic and Very Low Grade Metamorphic Clay Minerals in the Cover Rocks of Bolu Massive	Hüseyin YALÇIN, Orhan CERİT	19
Kırka Baseninde Diyajenetik Silikat ve Karbonat Minerallerinin İncelenmesi Investigation of Diagenetic Silicate and Carbonate Minerals in the Kırka Basin	Hüseyin YALÇIN, M.Niyazi GÜNDOĞDU, Nicole LIEWIG	31
Levent (Akçadağ-Malatya) Kuzeybatısının Stratigrafik Özellikleri The Stratigraphy Characters of NW Levent (Akçadağ-Malatya)	Orhan ÖZÇELİK, Mehmet ALTUNSOY	47
Güney Pirene Havzası (İspanya) ve Türkiye Paleosen'ine Genel Bir Bakış Generalized View of the Paleocene of South Pyrenean Basin (Spain) and Turkey	Nurdan İNAN	63
Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterner'inin Sedimenter Jeolojisi ve Paleokoekolojisi Sedimentary Geology and Palaeoecology of Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Quaternary	Engin MERİÇ, Fazlı Y. OKTAY, Mehmet SARKINÇ, Dinçer GÜLEN, Volkan Ş. EDİGER, Nurettin MERİÇ, Mehmet ÖZDOĞAN	83
Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner İstifinin Sedimenter Jeolojisi ve Paleokoekolojisi Sedimentary Geology and Palaeoecology of Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Quaternary Sequence	Engin MERİÇ, Fazlı Y. OKTAY, Mehmet SARKINÇ, Dinçer GÜLEN, Aynur İNAL	93
Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) Yöresinde Divriği Ofiyolitli Karışığının Ana Bileşenleri ve Kromit Yataklarının Jeolojisi Main Components of the Divriği Ophiolitic Melange and Geology of the Chromite Deposites in the Başçayır-Dağönü (Ulaş-SIVAS) Area	Osman KOPTAGEL, Ahmet GÖKÇE	101
Antalya Travertenlerinin Fiziko-Mekanik Özellikleri ve Yapı Gereci Olarak Değerlendirme Olanakları Physico-Mechanical Properties of the Antalya Travertines and Their Significance in the Construction Sector	Feda ARAL	119

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ, A- YERBİLİMLERİ

Seri, A-Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Hekimhan-Hasançelebi (KB Malatya) Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği Stratigraphy and Tectonics of the Hekimhan-Hasançelebi Area, NW Malatya, Central-Eastern Turkey Sabah YILMAZ, Durmuş BOZTUĞ, Ali ÖZTÜRK	1
Bolu Masifi Örtü Kayaçlarında Diyajenetik ve Çok Düşük Dereceli Metamorfik Kil Minerallerinin Mineralojisi ve Jeokimyası Mineralogy and Geochemistry of Diagenetic and Very Low Grade Metamorphic Clay Minerals in the Cover Rocks of Bolu Massive Hüseyin YALÇIN, Orhan CERİT	19
Kırka Baseninde Diyajenetik Silikat ve Karbonat Minerallerinin İncelenmesi Investigation of Diagenetic Silicate and Carbonate Minerals in the Kırka Basin Hüseyin YALÇIN, M.Niyazi GÜNDOĞDU, Nicole LIEWIG	31
Levent (Akçadağ-Malatya) Kuzeybatısının Stratigrafik Özellikleri The Stratigraphy Characters of NW Levent (Akçadağ-Malatya) Orhan ÖZÇELİK, Mehmet ALTUNSOY	47
Güney Pirene Havzası (İspanya) ve Türkiye Paleosen'ine Genel Bir Bakış Generalized View of the Paleocene of South Pyrenean Basin (Spain) and Turkey Nurdan İNAN	63
Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvaterner'inin Sedimenter Jeolojisi ve Paleoeolojisi Sedimentary Geology and Palaeoecology of Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Quaternary Engin MERİÇ, Fazlı.Y OKTAY, Mehmet SARKINÇ, Dinçer GÜLEN, Volkan Ş. EDİGER, Nurettin MERİÇ, Mehmet ÖZDOĞAN	83
Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Kuvaterner İstifinin Sedimenter Jeolojisi ve Paleoeolojisi Sedimentary Geology and Palaeoecology of Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Quaternary Sequence Engin MERİÇ, Fazlı Y.OKTAY, Mehmet SARKINÇ, Dinçer GÜLEN, Aynur İNAL	93
Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) Yöresinde Divriği Ofiyolitli Karışımın Ana Bileşenleri ve Kromit Yataklarının Jeolojisi Main Components of the Divriği Ophiolitic Melange and Geology of the Chromite Deposites in the Başçayır-Dağönü (Ulaş-SİVAS) Area Osman KOPTAGEL, Ahmet GÖKÇE	101
Antalya Travertenlerinin Fziko-Mekanik Özellikleri ve Yapı Gereci Olarak Değerlendirme Olanakları Physico-Mechanical Properties of the Antalya Travertines and Their Significance in the Construction Sector Feda ARAL	119

HEKİMHAN-HASANÇELEBİ (KB MALATYA) YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ

Stratigraphy and tectonics of the Hekimhan-Hasançelebi area, NW Malatya, Central-Eastern Turkey

Sabah YILMAZ Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Böl. Sivas

Durmuş BOZTUĞ Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Böl. Sivas

Ali ÖZTÜRK Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Böl. Sivas

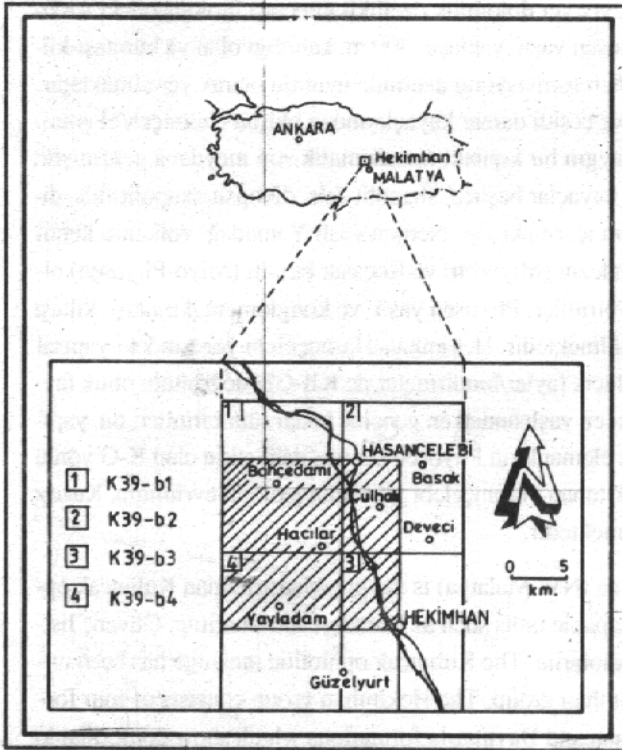
ÖZ : Hekimhan-Hasançelebi (KB Malatya) yöresinde yüzeylenen birimlerden en yaşlı olanı, Maestrihtiyen öncesi yaşına sahip Kuluncak ofiyolitli karışığıdır. Bu birim kendi arasında haritalanabilir beş alt birime ayrılmıştır. Bunlar Karadere ultramafiti, Güvenç lisfeniti, Körburun volkaniti, Maltepe gabrosu ve Gündeğcikkere radyolaritidir. Bu birim üzerine uyumsuz olarak Maestrihtiyen- Paleosen-Eosen yaşlı Hekimhan grubu gelmektedir. Hekimhan grubu da birbiriyle uyumlu dört formasyondan oluşmaktadır. Bunlar, alttan üste doğru, Uludere, Kavakdere, Ardahan ve Davuttarla formasyonlarıdır. Maestrihtiyen yaşlı Uludere formasyonu Buldudere üyesi, Dinekkaya üyesi ve Bahçedam volkaniti olmak üzere üç üyeden oluşmaktadır. 415 m. kalınlığa sahip olan Buldudere üyesi, tabanda konglomeralarla başlamakta ve üste doğru kumtaşı, kiltası ve kireçtaşı türü kayaların hakim olduğu bir litolojik topluluk ile devam etmektedir. Toplam 100 m. kalınlığına sahip olan Dinekkaya üyesi, alt kesimlerinde kalınlığı değişken olan (7-35 m. arası) kumtaşı-kiltası-marn adlandırmasından oluşurken, üst kesimlerde ise kireçtaşından oluşmaktadır. Uludere formasyonunun diğer bir üyesi olan Bahçedam volkaniti, genel olarak bazalt, andezit ve bazaltik andezit türü lav akınularının yanısıra spilit ve diyabaz türü damar kayalarından oluşmaktadır. Maestrihtiyen yaşlı, kumtaşı-kiltası-siltası-marn ve ender olarak da kireçtaşı aralanmasından oluşan flišimsi karekterli ve 400 m'lik bir kalınlığa sahip olan Uludere formasyonunu uyumlu olarak örtmektedir. Kavakdere formasyonu ise Üst Maestrihtiyen yaşlı ve 320 m'lik bir kalınlığa sahip, az kristalize, sarımsı renkli, yer yer dolomitik özellikli kireçtaşı litolojisindeki Ardahan formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Paleosen-Eosen yaşlı, yaklaşık 300 m. kalınlığı olan ve kumtaşı-kiltası-kireçtaşı aralanmasından oluşan Davuttarla formasyonu Ardahan formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer almaktadır. Paleosen yaşlı ve kuvars-siyenit, siyenit, granit, altere granitoidler ve çeşitli damar kayalarından oluşan Hasançelebi granitoidi, Bahçedam volkanitine sokulum yaparak, sınırları boyunca yaygın bir kontakt metasomatik zon meydana getirmiştir. Konukdere metasomatiti olarak tanımlanan bu kontakt metasomatik kayalar başlıca, skapolit-fels, diyopsit-skapolit-fels, diyopsit-fels ile Hasançelebi granitoidine ait çeşitli damar kayalarını içermektedir. Neojen yaşlı Yamadağ volkaniti kendi arasında, alttan üste doğru, Karadağ riyoliti (Miyosen), Leylekdağ andeziti (Miyosen) ve Koçasar bazalı (Miyo-Pliyosen) olmak üzere üç alt birimden oluşmaktadır. Çalışma alanındaki tüm bu birimler, Pliyosen yaşlı ve konglomera, kumtaşı, kiltası litolojisindeki Ciritbelen formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Hekimhan-Hasançelebi yöresindeki yapısal unsurlar, başlıca, D-B doğrultulu kıvrım eksenleri ve bunlara paralel ters faylar/bindirmeler ile KB-GD doğrultulu oblik faylar ve K-G yönlü normal faylardan oluşmaktadır. İnceleme alanındaki en yaşlısından en gencine kadar tüm birimler, bu yapısal elemanlar tarafından etkilenmişlerdir. Bu yüzden tüm bu tektonik elemanların Pliyosen sonrası dahi etkin olan K-G yönlü sıkışma hareketleri ile meydana geldiği sonucuna varılmaktadır. Hekimhan-Hasançelebi yöresinin jeolojik evriminin, Kuzey Torid Okyanusunun jeolojik evrimi ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir.

ABSTRACT : The oldest unit of the Hekimhan-Hasançelebi area (NW Malatya) is the pre-Maastrichtian Kuluncak ophiolitic melange. This melange has also been subdivided into five mappable units such as Karadere ultramafite, Güvenç listwacnite, Körburun volcanics, Maltepe gabbro and Gündeğcikkere radiolarite. The Kuluncak ophiolitic melange has been unconformably overlain by the Maastrichtian-Paleocene-Eocene Hekimhan group. The Hekimhan group consists of four formations such as, from bottom to top, the Uludere, Kavakdere, Ardahan and Davuttarla formations which show conformable contact with each other. The Maastrichtian Uludere formation is composed of, from bottom to top, the Buldudere member, Dinekkaya member and Bahçedam volcanics. The Buldudere member with a thickness of 415 m, comprises conglomerates in the lower parts followed by sandstone-claystone and limestone towards the upper parts. The Dinekkaya member, having a to-

tal thickness of 100 m, consists of sandstone-claystone marl alternation which is possessing a variable thickness from 7 to 35 m in the lower parts. The Bahçedam volcanics another member of the Hekimhan group, are made up generally of basalt, andesite and basaltic andesite with some vein rocks such as spilite and diabase. The flyschoidal Kavakdere formation of Maastrichtian age consists mainly of sandstone-claystone-siltstone-marl and rarely of limestone alternation, with a total thickness of 415 m, conformably overlies the Uludere formation. The Kavakdere formation is conformably overlain by the Upper Maastrichtian Ardahan formation consisting of slightly crystallized, yellowish colored, sometimes dolomitized limestones representing a total thickness of 320 m. The Paleocene-Eocene Davutlarla formation, with a total thickness of 300 m, conformably overlies sandstone-claystone-limestone alternation. The Paleocene Hasaңcelebi granitoid, consisting of quartz-syenite, syenite, granite, altered granitoid and various types of vein rocks has intruded into the Bahçedam volcanics by forming a widespread contact metasomatic zone along its boundary. These contact metasomatic rocks, recently called Konukdere metasomatite, are made up of scapolite-fels, diopside-scapolite-fels and some vein rocks related to the Hasaңcelebi granitoid. The Neogene Yamağağ volcanics consist of, from bottom to top, the Karadağ rhyolite (Miocene), Leylekdağ andesite (Miocene) and Koçasar basalt (Mio-Pliocene). All these units in the studied area are overlain by the Pliocene Ciritbelen formation which is consisting of conglomerate-sandstone and limestone. As for the structural elements in the Hekimhan-Hasaңcelebi area, they are composed of E-W fold axis and reverse faults/thrusts, NW-SE oblique faults and N-S normal faults. All the lithostratigraphic and lithodem units, ranging from pre-Maastrichtian to Pliocene in age, have been affected by these structural elements mentioned above. Therefore, these structural elements are concluded to have been formed by the post-Pliocene N-S compressional forces. The geological evolution of the Hekimhan-Hasaңcelebi area is thought to be related to the geological evolution of the North Tauride Ocean.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Malatya ilinin yaklaşık 80 km kuzeybatısında, Hekimhan ilçesi ile Hasaңcelebi yerleşim birimleri arasında, 1/25.000 ölçekli MALATYA K39-b1, b2, b3, b4 topoğrafik paftaları içerisinde yaklaşık 250 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil-1).



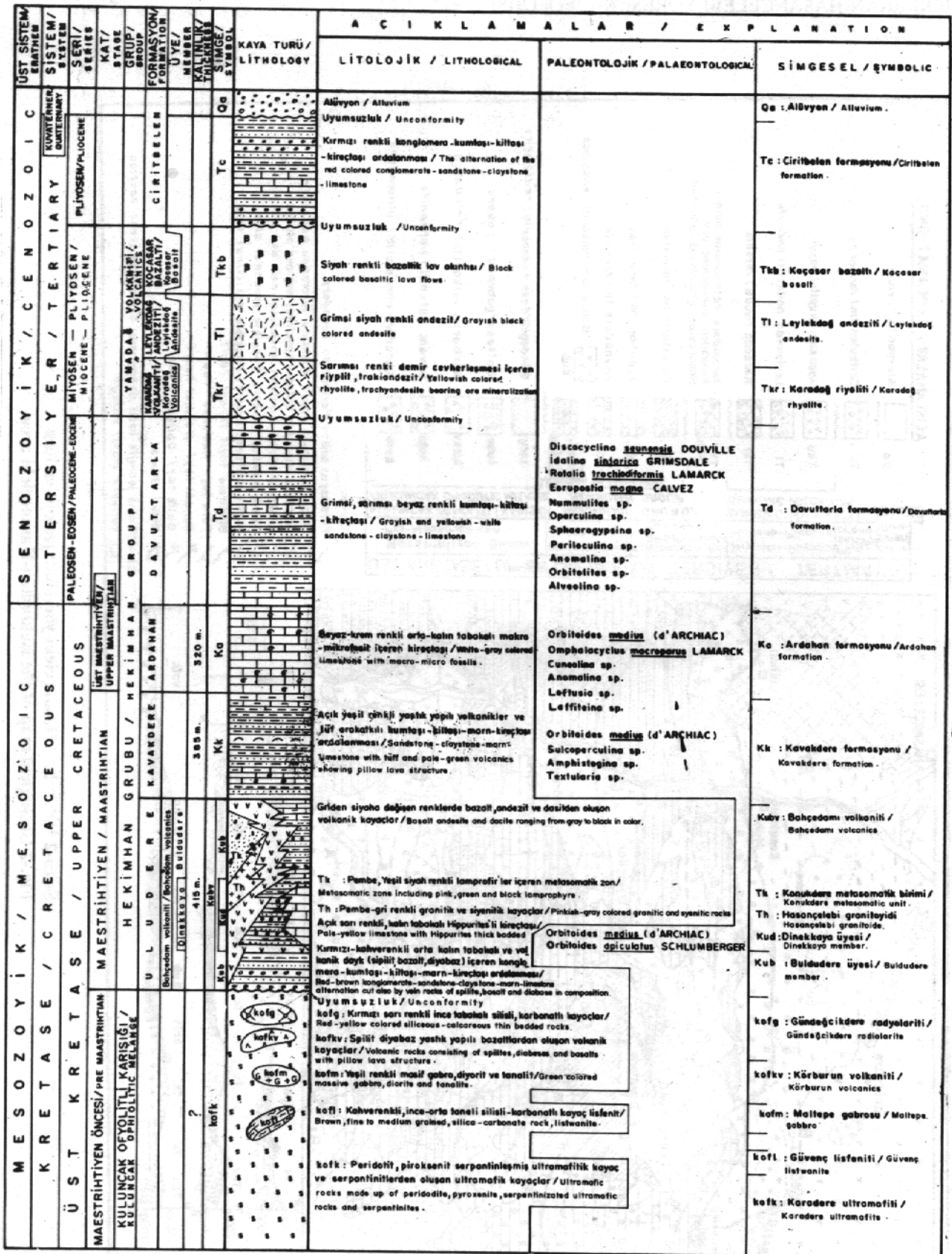
Şekil-1 Çalışma alanının yer bulduru haritası
Fig.-1 Location map of the studied area.

Çalışmanın amacı, bölgede yüzeyleyen birimlerin stratigrafik ve tektonik ilişkilerini ortaya koyarak, yörenin jeolojisini aydınlatmaktır. Bu amaçla bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve şeritmetre-pusulalı yöntemle (Compton, 1967) ölçülü tip kesitleri tanımlanmıştır.

İnceleme alanı ve yakın çevresi içerdiği demir cevherleşmesinden dolayı değişik amaçlı çalışmalara konu olmuştur. Bölgenin jeolojisi ve stratigrafisi konusunda; Fresh (1912), Chaput (1936), Blumenthal (1938), Gattinger (1957), Locher (1959), İzdar (1963), Ayan ve Bulut (1964), Baykal (1966), Jacobson ve diğ. (1970), Sincan (1980) ve İzdar ve Ünlü (1977) çalışmışlardır. Çalışma alanında yer alan Karakuz ve Devci demir madenleri konusunda ise; Mohr (1961), Özer ve Kuşçu (1982) çeşitli araştırmalarda bulunmuşlardır. Hekimhan-Hasaңcelebi yöresindeki güncel çalışmalara bakıldığında ise yörenin jeolojisi ve magmatitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi (Yılmaz, 1991; Yılmaz ve Boztuğ, 1991a) ile sedimenter birimlerde kil mineralojisi çalışmaları (Yılmaz ve Boztuğ, 1991b) göze çarpmaktadır. Ayrıca, Hekimhan'ın hemen güneyinde jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal amaçlı çalışmalar da gerçekleştirilmiştir (Bozkaya, 1991; Bozkaya ve Yalçın, 1991).

STRATİGRAFİ

Hekimhan-Hasaңcelebi (KB Malatya) yöresinde yü-



Şekil-3 Hekimhan-Hasaңçelebi yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik dizilimi

Fig-3 Generalized stratigraphic columnar section of the Hekimhan-Hasaңçelebi area.

HEKİMHAN-HASANÇELEBİ YÖRESİNİN JEOLJİSİ

zeylenen birimler, alttan üste doğru, Maestrihtiyen öncesi yaşlı Kuluncak ofiyolitli karışığı; Uludere formasyonu (Maestrihtiyen), Kavakdere formasyonu (Maestrihtiyen), Ardahan formasyonu (Üst Maestrihtiyen), Davutlarla formasyonu (Paleosen-Eosen), Paleosen yaşlı (İzdar ve Ünlü, 1977) Hasançelebi granitoyidi ve Konukdere metasomatiti; alttan üste doğru Karadağ riyoliti, Leylekdağ andeziti ve Koçasar bazaltından oluşan Miyosen-Pliyosen yaşlı Yama-dağ volkaniti ve Pliyosen yaşlı Ciritbelen formasyonundan oluşmaktadır (Şekil-2,3). Bunlardan Uludere, Kavakdere, Ardahan ve Davutlarla formasyonları aynı zamanda Hekimhan grubu olarak da tanımlanmıştır.

KULUNCAK OFİYOLİTLİ KARIŞIĞI

İnceleme alanında temeli oluşturan ve geniş yüzlekler veren birim, çalışma alanının orta kesimlerinde Ciritbelen (K39-b1)-Çulhalı (K39-b2) köyleri arasında; inceleme alanının güneyinde Karadere (K39-b4) mahallesi çevresinde ve Karadere'nin kuzeyinde Dinekkaya antiklinalinin (İzdar ve Ünlü, 1977) çekirdeğinde yüzeylenmektedir. Önceki çalışmalarda Kuluncak Ofiyoliti olarak adlandırılan (İzdar, 1963) bu birim, bu çalışmada, birbiriyle tektonik dokanaklı olarak (bloklar halinde) yüzeylenen haritalanabilir beş kayaç birimine ayrıldığı (Şekil-2,3) için Kuluncak ofiyolitli karışığı olarak adlandırılmıştır. Kuluncak ofiyolitli karışığı Maestrihtiyen yaşlı taban konglomerası ile başlayan, kumtaşı-kiltaşı-marn ardalanması ve çok az da olsa kireçtaşlarından oluşan Uludere formasyonu Buldudere üyesi ile uyumsuz olarak örtülmektedir. Dolayısıyla bu birimin yaşı Maestrihtiyen öncesi kabul edilmektedir. Kuluncak ofiyolitli karışığı içinde tanımlanan kayaç birimleri şunlardır.

Karadere Ultramafiti

Kuluncak ofiyolitli karışığı içinde en fazla yüzlek veren birimdir ve tip lokalitesi Karadere mahallesi çevresidir. Diğer yayılımı ise, D-B uzanımlı olup, çalışma alanının ortasında Çulhalı köyü ile Ciritbelen köyleri arasındadır. Önceki çalışmalarda ultrabazitler olarak isimlendirilen bu birim (İzdar ve Ünlü, 1977), ofiyolitli karışığın diğer üyesi olan Körburun volkaniti ile yer yer bindirmeli dokanak oluştururken, yer yer de Körburun volkaniti ayrılabilir bloklar halinde serpantinleşmiş ultramafitler içerisinde izlenmektedir. Ayrıca Karadere ultramafiti çalışma alanının orta kesiminde D-B uzanımlı büyük bindirmeli bir sınır oluşturmaktadır. Karadere ultramafiti serpantin, serpantinleşmiş ultramafit (peridotit, proksenit), ovilingabro ve gabrodan oluşmaktadır. Birimin içerisinde yüzeylenen gabrolar sert ve çıkıntılı topoğrafya sunarken, serpantin, piroksenit vb.

kayaçlar daha düşük seviyelerde, toprağımsı yüzeylerle karakterize edilmektedirler. Karadere mahallesi civarında serpantinleşmiş ultramafitler içerisinde, yaklaşık 150-200 m. uzunluğa, 60-70 m kalınlığa sahip tonalit ve diyorit-porfir daykları gözlenmiştir. Ayrıca Çıkrıkçı mahallesinin (K39-b4) kuzeydoğusunda bulunan Ambarın dere (K39-b4) içerisinde, 1-2 m çapında bazalt, 10-15 m çapında kireçtaşı ve spilit blokları, 5-6 m çapında radyolarit blokları ve siyah renkli gabro mercekleri izlenmektedir.

Güvenç Lisfeniti

Kuluncak ofiyolitli karışığı içinde ilk defa bu çalışmada ayrıntılan Güvenç lisfeniti, Çulhalı köyünün güneybatısında Çatal tepe ile Güvenç köyü (K39-b2) arasında ortalama 200-250 m kalınlığında, D-B uzanımlı bir mostraya sahiptir (Şekil-2). Bu lokasyon dışında Karadere ultramafiti içinde küçük seviyeler halinde, özellikle bindirme zonları boyunca lisfenit oluşumları gözlenmektedir. Ultramafik kayaçlar içerisinde görülen lisfenitler kalsit, kuvars, yer yer mafik mineral kalıntıları ve açık kahve renkli demiroksit ve siyah renkli kromit mincralleri içermektedir. Bu mineralerin yanısıra kayaçlarda yeşil renkli malahit oluşumları da gözlenmektedir. Önceki çalışmalarda ultrabazik magmatizma faaliyetinin en fazla etkilediği dolomitleşmiş metamorf kireçtaşı birimi olarak tanımlanan (İzdar ve Ünlü, 1977) bu kayaçlar, kromitin yanısıra mafik mineral kalıntıları içermesinden ve ultramafik kayaçlarla birlik oluşturmalarından dolayı, ilk kez bu çalışmada lisfenit (Bingöl, 1974) olarak isimlendirilmiştir.

Körburun Volkaniti

Kuluncak ofiyolitli karışığı içinde mafik volkanikler olarak ayrılan birimin tip lokalitesi Körburun tepedir (K39-b3, 1168 m). Diğer mafik volkanitler, Karadere mahallesinin kuzeybatısında, haritalanabilir ölçekte bloklar halinde gözlenmektedir. İnce taneli, afanit dokulu, bazaltik kayaçlardan oluşan bu birimin, ince kesit düzeyinde incelemelerinde başlıca, plajiyoklaz, piroksen mineralleri yanında yaygın kloritleşme, karbonatlaşma, silişleşme türü bozunmalar gözlenmektedir. Önceki çalışmalarda yarı denizel kaynaklı spilit, bazalt ve diyabaz litolojisinde tanımlanan (İzdar, 1963) bu birim, değişik volkanik kayaçlar ile okyanusal kaynaklı yastık yapılı bazaltlardan oluşmaktadır. Çalışma alanında, yastık yapılı bazaltlar, özellikle Körburun tepenin güneyinde, Hekimhan'dan Ardahan köyüne giden yolun GB tarafında; Kavakdere vadisi içerisinde, kumtaşı-marnlar arasında ve Hacılar köyünün kuzeydoğusunda, batıdan-doğuya akan Baycağazın dere (K39-b1, 0105)

mamlar içerisinde gözlenmektedir. Çapları 20 cm'den 1.5-2 m'ye kadar değişen boyutlardaki yastuk yapısı gösteren bazaltlar yuvarlağımsı veya elipsoid şekilli, yüzeyleri kırıl-gan görünümlüdür. Yastuk yapılı bazaltların varlığından ve Karadere ultramafitiyle ilişkilerinden dolayı Kuluncak ofiyolitli karışığı içerisinde tanımlanan Körburun volkaniti, kalınlığının az olmasına rağmen, yayılımı fazla olan bir birimdir.

Maltepe Gabrosu

Maltepe gabrosu, inceleme alanının ortasında Hacılar köyünün güneydoğusunda ve Eskikent Mahallesi (K39-b2) civarında, 250-750 m boyutunda bloklar halinde görülmektedir. Ayrıca, 1 m'den 7-8 m kalınlığa kadar değişen boyutlarda dayklar, çalışma alanında mafik volkanitler ve ultramafikler içerisinde gözlenmektedir. İlk kez bu çalışmada tanımlanan ve gabro bileşiminde olan bu kayalar, yeşilimsi siyah renkli, eş taneli bir yapıda, tıkmaz, sert görümlü, başlıca plajiyoklaz ve piroksen mineralleri içeren kayalardır. Mafik volkanikler ve ultramafikler içerisine intrüze olmuş damarlar ve ayrıca, bloklar şeklindeki bu kayaların kontaktlarında ezilme ve bresleşmenin yanısıra serpantinleşme ve killeşme gibi alterasyon ürünleri de gözlenmektedir.

Gündeğcikkere Radyolariti

Kuluncak ofiyolitli karışığı içerisinde en az yüzlek ve veren birim Gündeğcikkere radyolaritidir. Çalışma alanının doğusunda, Gündeğcikkere'nin Güvenç çayına (K39-b2, 0706) karışığı lokasyonda, blok halinde gözlenen bir birimdir. Yaklaşık 25 m kalınlığa sahip, çok iyi tabakalanma göstermekte ve tabakaların kalınlığı 5-15 cm arasında değişmektedir ve çok aşırı kırılma ve ufalanmadan dolayı yüzeyi 1-5 cm'lik kırmızı renkli toprak örtüsü ile kaplıdır. Asimetrik kırınımınların tanımlandığı tabaka yüzeyleri hematit sıvanması ile kaplıdır. Bazı seviyelerde sarı renkli de gözlenebilen bu silisli kayalar, el örneği düzeyinde kırıl-gan, kolay parçalanabilen, çok ince taneli bileşenlerden oluşan bir kayadır. Gündeğcikkere radyolariti, ofiyolitik birimin en genç üyesi olup, üzerine uyumsuz olarak gelen Buldudere üyesi konglomeralarına çakıl vermektedir.

HEKİMHAN GRUBU

Hekimhan-Hasançelebi arasındaki Devlet Kayaroyu'nun doğu ve batı yamaçlarında geniş mostralarda izlenebilen ve Maestrihtiyen'den-Paleosen-Eosen'e kadar değişen yaş aralığına sahip çeşitli formasyonlar, ilk kez bu çalışmada Hekimhan Grubu olarak isimlendirilmiştir. Sedimanter kayalar ile bunları kesen volkanik kayalardan oluşan, bir-

birleriyle uyumlu dört formasyona ayrılmıştır. Bunlar, alttan-üste doğru, Buldudere üyesi, Dinekkaya üyesi ve Bahçedam volkanitinden oluşan Maestrihtiyen yaşlı Uludere formasyonu, Maestrihtiyen yaşlı Kavakdere formasyonu, Üst Maestrihtiyen yaşlı Ardahan formasyonu ve Paleosen-Eosen yaşlı Davutlarla formasyonu'dur.

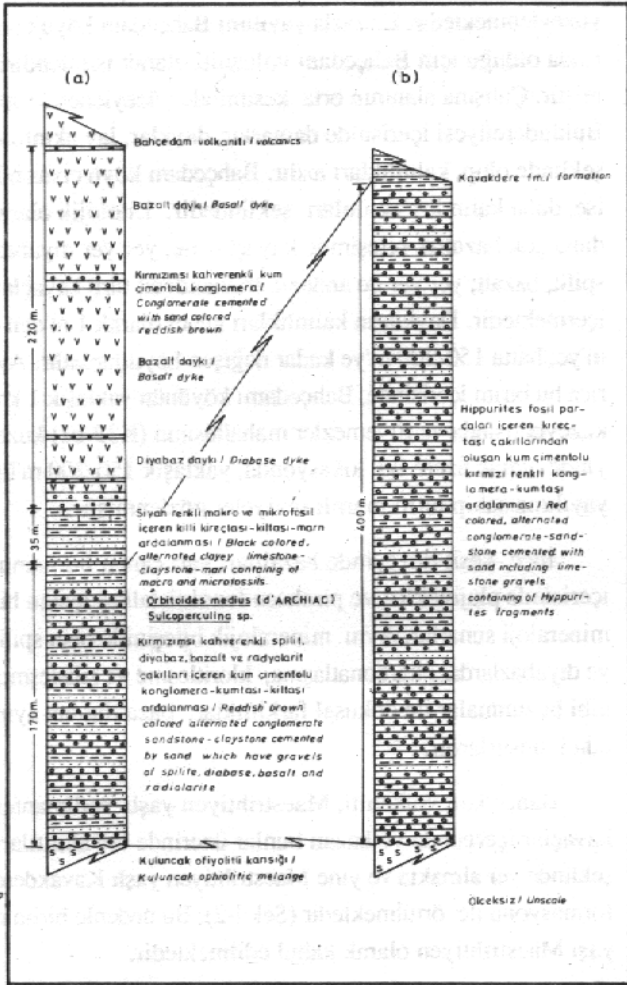
Uludere Formasyonu

Çalışma alanında Hekimhan-Hasançelebi arasındaki Devlet Karayoluna paralel olarak uzanan Uludere vadisinin doğu-batı yamacında yüzeylenen kayalar ilk kez bu çalışmada Uludere formasyonu olarak adlandırılmıştır. Arazinin orta kesimlerinde daha fazla yüzeylenen bu formasyon, kendi arasında Buldudere üyesi, Dinekkaya üyesi ve Bahçedam volkanitinden oluşmaktadır. Maestrihtiyen yaşlı Uludere formasyonunun Buldudere üyesi, Kuluncak ofiyolitli karışığı üzerine uyumsuz olarak gelen, konglomera ile başlayıp kumtaşı-kiltaşı-silttaşı ve kireçtaşı aralanması şeklinde devam eden bir litolojiye sahiptir. Dinekkaya üyesi ise, alt kesimlerde kumtaşı-kiltaşı ile başlayıp, kireçtaşı litolojisinde devam etmektedir. Bahçedam volkaniti ise, Buldudere üyesine ait, özellikle alt seviyelerdeki kumtaşı, konglomera litolojisindeki kayalar içerisinde dayklar, ara katkılar ve daha üst seviyelerde lav akıntıları şeklinde izlenmektedir. Bunlar daha çok bazalt, ender olarak ta spilit, diyabaz, andezit, bazaltik andezit bileşimine sahiptirler. Uludere formasyonu eski çalışmalarda (İzdar ve Ünlü, 1977), üç litolojik birime ayrılmıştır. Bunlar taban konglomera birimi; kumtaşı-marn birimi ve Hippurites'li kireçtaşı birimidir. Bu çalışmada ise, Buldudere üyesi, Dinekkaya üyesi ve Bahçedam volkaniti olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır.

Buldudere Üyesi : İnceleme alanının orta kesiminde batıdan-doğuya akan Buldudere vadisi civarında en iyi yüzlek veren, bunun dışında batıda Dereköy (K39-b1) ve Hacılar köyleri arasında en geniş alanı kaplayan, doğuda Karakısık ve Boğazgören (K39-b3) köyleri arasında yüzeylenen bir birimdir. Tip kesiti Buldudere vadisi ve Kirizli mahallesi (K39-b4) içinde ölçülmüş ve kalınlığı 400-415 m bulunmuştur (Şekil-4).

Buldudere üyesi litolojik olarak, alttan üste doğru değişiklik gösterdiği gibi farklı lokasyonlarda içerdiği kayalar türü bakımından da farklılık sunmaktadır. Genel olarak konglomeratik bir seviye ile başlayan, kumtaşı-kiltaşı-silttaşı-marn ve kireçtaşı ardlamasından oluşan bu birim, yer yer volkanik ara seviyeler veya volkanik dayklarla da kesilmiştir. Arazinin güneyinde, Kirizli mahallesi civarında egemen olarak kırmızı renkli, konglomera, yer yer kumtaşı seviyele-

HEKİMHAN-HASANÇELEBİ YÖRESİNİN JEOLJİSİ
rinden oluşurken, çalışma alanının ortalarında Buldudere civarında ise, alt kesimlerde konglomeralardan, daha üst kesimlerde kumtaşı-kiltaş-marn ve kireçtaşı ardalanması ile volkanik katkılardan oluşmaktadır (Şekil-4).



Şekil-4 Buldudere üyesinin a)Buldudere yöresinde, b)Kırızlı mahallesi çevresinde ölçülen tip kesitleri.
Fig-4 Type sections of the Buldudere member determined in the Buldudere valley (a) and Krizli village (b).

Kırmızı renkli, yuvarlağımsı, yaklaşık 5 cm'den 20-30 cm'ye varan boyutlarda çakıllar içeren konglomeralar, üzerine uyumsuz olarak geldikleri, Kuluncak ofiyolitli karışına ait kayaçların çakıllarından (peridotit, pirokсенit, radyolarit, serpantin, vb.) oluşmakta, kırmızı renkli kumtaşı ile gevşek dokulu olarak bağlanmaktadır. Kumtaşlarının ince kesit düzeyinde incelenmeleri sonucu (Yılmaz, 1991), bunlar değişik araştırmacılara göre subgrovak, arkoz (van Andel, 1958); sublitarenit, feldispatik litarenit (Folk, 1974); feldispatik litik kuvars-kumtaşı, feldispatik kuvars kumtaşı, silikatlı kumtaşı (Travis, 1970) olarak isimlendirilmiştir.

Kiltaşlarının ise, daha fazla simektit, az miktarda klorit, illit ve illit-klorit karışık tabakalı kil minerallerinden oluştuğu gözlenmiştir (Yılmaz ve Boztuğ, 1991b).

Buldudere üyesi içerisinde gözlenen kireçtaşlarının mikropaleontolojik incelemeleri sonucunda aşağıdaki veriler elde edilmiştir.

SY-272/1 (K39-b2, 0306)

Fosil türü : **Orbitoides medius** (d'ARCHIAC)

Sulcoperculina sp.

SY-610 (K39-b2, 0306)

Fosil türü : **Orbitoides medius** (d'ARCHIAC)

Yaş : Maestrihtiyen

İnceleyen : A.Poisson (Üniv.Paris-Sud., Paris)

SY-468 (K39-b1, 9607)

Fosil türü : **Orbitoides medius** (d'ARCHIAC)

Sulcoperculina sp.

Yaş : Maestrihtiyen

İnceleyen : N.Inan (C.Ü., Sivas)

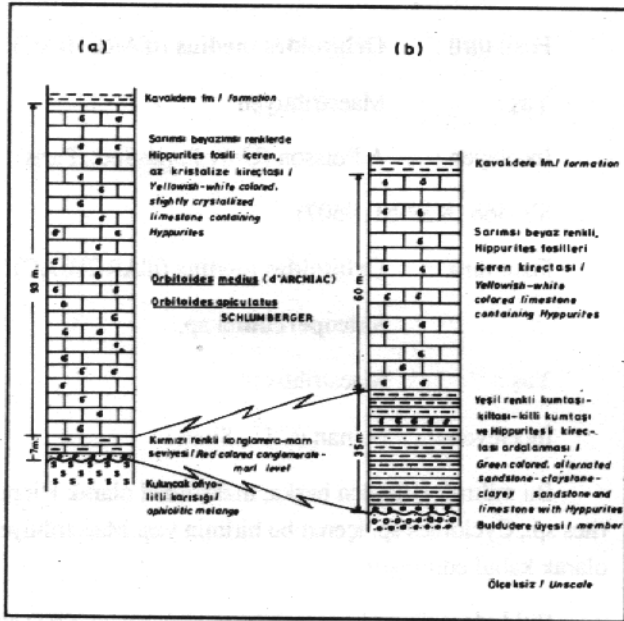
Bu mikrofosillerden başka, makrofosil olarak Hippurites sp., Cyclolites sp. içeren bu birimin yaşı Maestrihtiyen olarak kabul edilmiştir.

Buldudere üyesi kireçtaşlarının tüm kayaç XRD sonuçlarına göre, kalsit, çok az miktarda kuvars ve plajiyoklaz ile kil minerallerinden oluştuğu tespit edilmiştir (Yılmaz, 1991).

Dinekkaya Üyesi : İnceleme alanının güneyinde Dinekkaya antiklinalinin kuzey kanadında Lorikaya, Ballıkaya, Dinekkaya ve Ağsarkaya tepelerde (K39-b3); güney kanadında Çerkezkaya tepe ve Ziyaretkaya sırtında (K39-b3); güneybatıda Yayladam köyü (K39-b4) civarında geniş yayılım gösteren bu birim, ilk kez bu çalışmada Dinekkaya üyesi olarak isimlendirilmiştir. Önceki çalışmalarda Hippurites'li resif kireçtaşı birimi olarak adlandırılan bu birimin, değişik Hippurites türlerini içermesi bakımından, Hekimhan'ın jeolojisinde en karakteristik litolojik üniteyi oluşturduğu ileri sürülmüştür (İzdar ve Ünlü, 1977).

Buldudere üyesi üzerinde uyumlu olarak yer alan Dinekkaya üyesinin tip kesit ölçümü işlemi, farklı litolojik topluluk sunmasından dolayı Dinekkaya tepe ve Ballıkaya tepe olmak üzere iki ayrı lokalitede gerçekleştirilmiştir (Şe-

kil-5). Dinekkaya üyesi Dinekkaya tepede 7 m'lik kırmızı renkli konglomera-marn seviyesi ile başlayıp, 93 m kalınlığa sahip sarımsı, beyazımsı renkli Hippurites fosilleri içeren, az kristalize kireçtaşları ile devam etmektedir (Şekil-5a). Ballıkaya tepede ise 35 m kalınlığında, yeşil renkli kumtaşı-killi kumtaşı-kiltaşı ve Hippurites fosilleri içeren kireçtaşı ardalanmasından oluşan bir seviye ile başlayıp, sarımsı beyaz renkli, Hippurites fosilleri içeren kireçtaşları ile devam etmektedir (Şekil-5b). Bu litolojik seviyeler Ballıkaya tepeden başka, Sarıcakaya tepe (K39-b4) ve Gazlı tepe (K39-b3) de de gözlenir.



Şekil-5 Dinekkaya üyesinin a)Dinekkaya tepede, b)Ballıkaya tepede ölçülen tip kesitleri

Fig.-5 Type sections of the Dinekkaya member determined in the Dinekkaya tepe (a) and Ballıkaya tepe (b).

Dinekkaya üyesinin yaşını belirlemek için yapılan mikropaleontolojik çalışmalarda, şu fosiller bulunmuştur.

SY-159 (K39-b4, 0001)

Fosil türü : **Orbitoides medius (d'ARCHIAC)**

Orbitoides apiculatus SCHLUM-

BERGER

SY-162 (K39-b4, 0000)

Fosil türü : **Orbitoides medius (d'ARCHIAC)**

Orbitoides apiculatus SCLUM-

BERGER

Yaş : **Maestrihtiyen**

İnceleyen : N.İnan (C.Ü., Sivas)

Bahçedam volkaniti : İnceleme alanının kuzeyinde Hasançelesi ile Bahçedam köyü (K39-b1) arasında ve orta kesimlerde Dereköy (K39-b1) ile Hacılar köyleri arasında yüzeylenmektedir. En fazla yayılımı Bahçedam köyü civarında olduğu için Bahçedam volkaniti olarak isimlendirilmiştir. Çalışma alanının orta kesiminde yüzeylenen kısmı, Buldure üyesi içerisinde damarlar, dayklar, lav akıntıları şeklinde olup, kalınlıkları azdır. Bahçedam köyü civarında ise, daha kalın lav akıntıları şeklindedir. Litolojik olarak daha çok bazaltik bileşimde kayalar ile, yer yer diyabaz, split, bazalt; yer yer de andezit, trakiandezit türü kayalar içermektedir. Daykların kalınlıkları genel olarak 1 m'den 6 m'ye, hatta 150-200 m'ye kadar değişen boyutlardadır. Ayrıca bu birim içerisinde, Bahçedam köyünün yaklaşık 1 km kuzeybatısında ve Etyemezler mahallesinin (K39-b1) kuzeyinde olmak üzere iki lokasyonda, yaklaşık 150-200 m'lik yayılıma sahip tüflü-marnlı seviyeler gözlenmiştir.

İnce kesit düzeyinde bazaltlar, yarı camsı bir hamur içerisinde plajiyoklaz ve piroksen fenokristalleri içeren bir mineraloji sunarlar. Aynı mineralojik bileşimde olan split ve diyabazlardaki karbonatlaşma, kloritleşme ve silisleşme gibi bozunmalar ile dokusal farklılıklar, bazaltlardan ayırt edici unsurlardır.

Bahçedam volkaniti, Maestrihtiyen yaşlı sedimanter kayalar içerisinde ve bazan bunlar üzerinde lav akıntıları şeklinde yer almakta ve yine Maestrihtiyen yaşlı Kavakdere formasyonu ile örtülmektedir (Şekil-2). Bu nedenle birimin yaşı Maestrihtiyen olarak kabul edilmektedir.

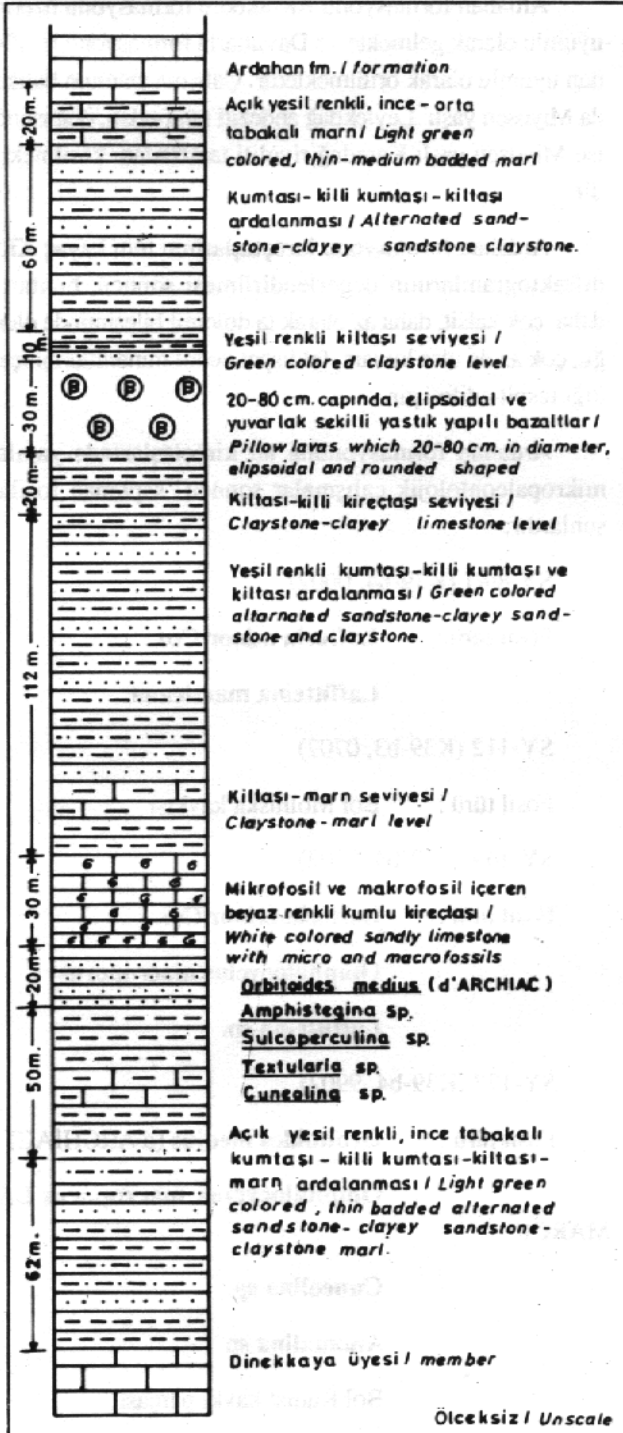
Bazik bileşimli kayalardan oluşan Bahçedam volkaniti Paleosen yaşlı Hasançelesi granitoyidi tarafından kesilerek bu granitoyid etrafında yaygın bir kontakt metasomatik zonun oluşmasına da olanak sağlamıştır (Şekil-3).

Kavakdere Formasyonu

Çalışma alanının ortasında, Ardahan köyünün güneyinde batudan-doğuya akan Kavakdere boyunca ve çalışma alanının güneyinde Sarıkız köyünden (K39-b4)- Hekimhan'ın doğusuna kadar uzanan alanda yüzeylenmektedir. En iyi gözleendiği yer Kavakdere vadisi olduğu için, Kavakdere formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Bu birim, önceki çalışmalarda koyu gri, yeşilimsi renkli, kiltası-marn litolojisine sahip ve fliş karakterinde olan karmaşık bir seri olarak tanımlanmıştır (İzdar ve Ünlü, 1977).

Kavakdere formasyonunun tip kesit yeri olan, Kavak-

HEKİMHAN-HASANÇELEBİ YÖRESİNİN JEOLJİSİ
dere'de ölçülen kesit kalınlığı yaklaşık 415 m (Şekil-6) bulunmuştur. Kavakdere formasyonunun kalınlığı farklı lokasyonlarda farklılık sunmaktadır. En kalın gözlemlendiği yer Kavakdere içerisindedir. Özellikle çalışma alanının batısında Çatak, Ören, Kandil, Kaleboğaz mahalleleri (K39-b4) civarında oldukça incelmektedir. Bu birimlerde tabaka kalınlıkları 1-10 cm arasında değişmektedir ve egemen tabaka konumu KB doğrultulu, KD eğimlidir.



Şekil-6 Kavakdere formasyonunun Kavakdere içerisinde ölçülen tip kesiti
Fig.-6 Type section of the Kavakdere formation determined in the Kavakdere valley.

Kavakdere formasyonu sarımsı, boz renkli, yer yer yeşil renkli kumtaşı-kiltası-siltası-marn ardalanması ve yer yer de kireçtaşı ara bantları içeren bir litolojiye sahiptir. Bu birim içerisinde ayrıca, yastık yapıları volkanikler yer almaktadır. Bunlar, 10-15 cm'den 1.5-2 m çapına kadar değişen boyutlarda, az çok yuvarlak veya elipsoidal, koyu yeşil renkli, çok ince taneli, bazaltik bileşimli kayalardır. Bu tip yastık yapıları gösteren bazaltik kayalar, özellikle Kavakdere içerisinde, Ardahan köyü yolu üzerinde ve Hacılar köyünün kuzeydoğusunda Baycağazın dere içerisinde gözlenmektedir. Bu lokasyonlarda soğan kabuğu şeklinde bozuma gösteren marnlar içerisinde bazaltik kayalar yer almaktadır. Kavakdere formasyonu içerisinde tüflü (zeolitli) seviyelerde izlenmektedir.

Kavakdere formasyonu yer yer Buldudere üyesi kayaları üzerine, yer yer de Dinekkaya üyesine ait kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelirken; Ardahan formasyonu kireçtaşları tarafından da uyumlu olarak örtülmektedir.

Kavakdere formasyonu kiltaslarından kil ayırma yöntemiyle elde edilen kil fraksiyonunun, XRD difraktogramlarının değerlendirilmesi sonucu, kayac örneklerinin bir kısmının simeküt-klorit-kaolinit-illit mineralleri topluluğuna, bir kısmının da klorit-simeküt-illit ve illit-klorit karışık tabakalı kil mineralleri topluluğuna sahip olduğu tesbit edilmiştir (Yılmaz ve Boztuğ, 1991b). Kireçtaşlarının tüm kayac XRD difraktogramlarının değerlendirilmesi sonucu, bunların, kalsitten oluştuğu, çok az miktarda da feldispat ile kil mineralleri içerdikleri görülmüştür. Bu kireçtaşları çalkantılı, sıg bir ortamı karakterize eden sparitik çimentolu kayalardır.

Kavakdere formasyonu içerisinde ara seviyeler halinde gözlenen kireçtaşlarındaki mikropaleontolojik çalışmalar Maestrihtiyen yaşını vermektedir.

SY-343/1 (K39-b3, 0601)

Fosil türü : **Orbitoides medius** (d'ARCHIAC)

Amphistegina sp.

Sulcoperculina sp.

Textularia sp.

SY-353 (K39-b1, 0105)

Fosil türü : **Orbitoides medius** (d'ARCHIAC)

Bol kavkı kırığı

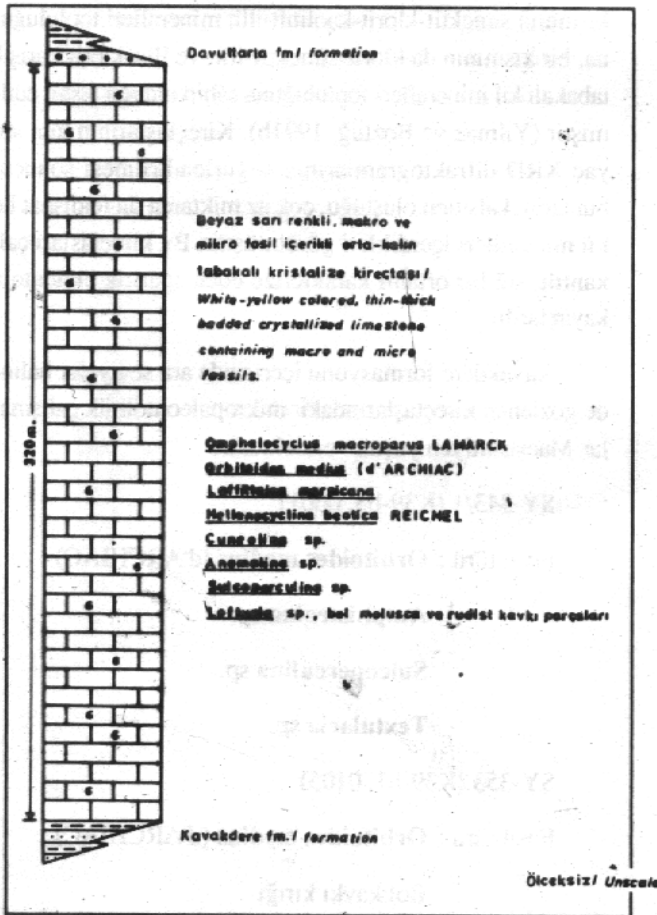
SY-257 (K39-b1, 9902)

Fosil türü : *Cuneolina* sp.
 Bol kavkı kırıkları (Molluska, Rudist)
 Yaş : Maestrihtiyen
 İnceleyen : N.İnan (C.Ü., Sivas)

Ardahan Formasyonu

Çalışma alanının orta kesiminde, batıda Ardahan köyü (K39-b4), doğuda Zorbehan dağı (K39-b3) ve güneybatıda Gedikağzı, Kandil, Ören mahalleleri civarında yüzeylenmektedir. Önceki çalışmalarda Zorbehan Kireçtaşı olarak adlandırılan (İzdar ve Ünlü, 1977) birim, bu çalışmada Ardahan formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

Tip kesiti Ardahan köyü içerisinde ölçülen bu formasyonun kalınlığı yaklaşık 320 m'dir (Şekil-7). Genel olarak çok kalın tabakalardan oluşan, hatta arazide özellikle Ardahan köyü civarında masif karakter sergileyen formasyon oldukça yüksek, sert görümlü bir topoğrafyaya sahiptir.



Şekil-7 Ardahan formasyonunun Ardahan köyü içinde ölçülen tip kesiti
 Fig.-7 Type section of the Ardahan formation determined in the Ardahan village.

Ardahan formasyonu sarımsı, grimsi beyaz renkli, kalın tabakalı, yer yer masif, bol kırıklı ve çatlaklı, makrofossil bakımından oldukça fakir, fosil kavkıları ve mikrofossil bakımından oldukça zengin kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu kireçtaşları bazı lokasyonlarda çört ile beraber breşik seviyeler de içermektedir.

Ardahan formasyonu Kavakdere formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmekte ve Davutlarla formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Çalışma alanının batısında Miyosen yaşlı Leylekdağ andeziti tarafından, doğusunda ise Miyosen yaşlı Karadağ riyoliti tarafından kesilmektedir.

Ardahan formasyonu kireçtaşlarının tüm kayaç XRD difraktogramlarının değerlendirilmesi sonucu, bunların, daha çok kalsit, daha az olarak ta dolomit bileşiminde olduğu, çok az da olsa kuvars, feldispat ve kil minerallerini içerdiği tespit edilmiştir.

Ardahan formasyonuna ait kireçtaşlarında yapılan mikropaleontolojik çalışmalar sonucu saptanan fosiller şunlardır;

SY-89/1 (K39-b4, 0002)

Fosil türü : *Loftusia minor* Cox

Laffitteina marsicana

SY-112 (K39-b3, 0702)

Fosil türü : Bol Molluska kavkısı

SY-169 (K39-b4, 9902)

Fosil türü : *Loftusia minor* Cox

Omphalocyclus macroporus

Laffitteina sp.

SY-177 (K39-b4, 9902)

Fosil türü : *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC)

Omphalocyclus macroporus LA-

MARCK

Cuneolina sp.

Anomalina sp.

Bol Rudist kavkı parçası

SY-256/1 (K39-b1, 9903)

Fosil türü : *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC)

Hellenocyclina beotica REICHEL

Sirtina orbitoidiformis BRONNIMANN

Sulcoperculina sp.

SY-622 (K39-b4, 9502)

Fosil türü : **Omphalocyclus macroporus LAMARK**

Laffitteina sp.

SY-625 (K39-b4, 9602)

Fosil türü : **Loftusia minor Cox**

Omphalocyclus macroporus LAMARK

Yaş : Üst Maestrihtiyen

İnceleyen : N.İnan (C.Ü., Sivas)

Ardahan formasyonu da tespit edilen bu fosil bulgularına göre, birimin yaşı Üst Maestrihtiyen'dir.

Davutlarla Formasyonu

İnceleme alanının batı ucunda, Leylekdağ'ın hemen doğusunda Kurtseyeği ve Davutlarla tepelerinde, çalışma alanının güneyinde Gırcıklar mahallesi (K39-b4) çevresinde yüzeylenen Davutlarla formasyonu oldukça geniş alanda yayılım göstermektedir. Önceki çalışmalarda, Üst Kreta-se'de gözlenen kireçtaşı litolojisindeki kayaçların Eosen'e kadar olan devamı şeklinde değerlendirilen (İzdar ve Ünlü, 1977) birim, bu çalışmada Davutlarla formasyonu olarak isimlendirilmiştir.

Kalınlığı yaklaşık 300 m civarında olan Davutlarla formasyonu, kumtaşı-kiltaşı-killi kireçtaşı ardalanması ve özellikle üst kesimlerde kireçtaşı litolojisinde gözlenmektedir. Tabakalı şekilde gözlenen bu birimler, yaklaşık 10-15 cm kalınlığında kumtaşı-kiltaşı, 1-2 m kalınlığında tebeşir görümlü kireçtaşı tabakalarının ardalanması şeklindedir. Özellikle yüksek tepelerde masif görümlü kireçtaşı gözlenirken, dere ve yol yarmalarında kumtaşı-kiltaşı-killi kireçtaşı ardalanması şeklindeki litoloji gözlenmektedir.

Davutlarla formasyonu kireçtaşlarında yapılan mikropaleontolojik çalışmalar sonucunda şu fosiller tanımlanmıştır:

SY-554 (K39-b4, 9597)

Fosil türü : **Eorupertia magna CALVEZ**

Rotalia trochidiformis LAMARK

Alveolina sp.

Anomalina sp.

Yaş : Orta Eosen (Lütesiyen)

SY-591 (K39-b4, 9603)

Fosil türü : **Discocyclus seunesi DOUVILLE**

Nummulites sp.

Operculina sp.

Sphaerogypsina sp.

Yaş : Lütesiyen

SY-592 (K39-b4, 9603)

Fosil türü : **Alveolina cucumiformis HOTTINGER**

Eorupertia magna CALVEZ

Orbitolites sp.

Periloculina sp.

Yaş : İlerdiyen (Üst Paleosen)

SY-618 (K39-b4, 9404)

Fosil türü : **Rotalia trochidiformis LAMARCK**

Daviesina sp.

Yaş : Orta-Üst Paleosen

SY-642 (K39-b4, 9597)

Fosil türü : **Idalina sinjarica GRIMSDALE**

Biloculina sp.

Triloculina sp.

Yaş : Orta-Üst Paleosen

İnceleyen : N.İnan (C.Ü., Sivas)

Tanımlanan bu fosil türlerine göre, Davutlarla formasyonunun yaşı, Paleosen-Eosen olarak kabul edilmiştir. Ayrıca, bu birim içerisinde bol Nummulit'li kumtaşlarının yanısıra, killi kireçtaşlarında Pecten türü makrofosiller de gözlenmiştir.

HASANÇELEBİ GRANİTOYİDİ

İnceleme alanının kuzeyinde, Hasançelebinin güneybatısında Yüceşafak, Büyükpelitinkuz, Kale tepeler (K39-b1) gibi arazinin yüksek kesimlerinde yüzeylenen Hasançelebi granitoyidi, bölgenin en karakteristik magmatik faali-

ytidir. Küçük bir alanda yüzeylenen bu birim, daha çok damar kayaçları şeklinde diğer birimler içerisinde gözlenmektedir. Özellikle bu granitoidin kenar zonunda gelişen kontakt metasomatik birim içerisinde çok fazla bulunan damar kayaçları, Bahçedam volkaniti içerisinde de sokulum yapmıştır.

Hasançelebi granitoidi, siyenit, kuvars-siyenit, granit ve altere granitoidler ile felsik ve mafik damar kayaçlarından oluşmaktadır. Siyenit, granit türü kayaçlar el örneği düzeyinde, açık pembemsi renklerde, tüm kristalli, taneseli yapılı, bileşenleri gözle ayırt edilebilen kayaçlardır. Tanınabilen bileşenleri 0.5 mm-7-8 mm boyutuna kadar değişen feldispatlar; pembe renkli, düzgün yüzeyli, camı parlaklıkta ortoklaz ile gri renkli camı parlaklık gösteren plajiyoklaz mineralleri; düzgün olmayan, çıkıntılı yüzeylere sahip, mat görümlü, gri renkli, sertliği fazla olan kuvars mineralleri; pulsu, siyah, parlak, yaprağımsı biyotit, yeşil renkli amfibol ve/veya piroksen minerallerinden oluşmaktadır. Damar kayaçları ise, aplit, biyotit-pegmatit, lamprofirler (minet, kersanit), piroksen/amfibol-fels türü kayaçlardır. Bunlardan aplit ve siyenit-aplitler, ince taneli, pembe renkli, ukız, masif görümlü kayaçlardır. Pegmatitlerden biyotit-pegmatit, iri taneli biyotit pulları içeren altere damar kayaçlarından oluşmaktadır. Lamprofirler ise, mafik görümlü, siyah, yeşil, yeşilimsi siyah renklerde, çok ince taneli, bileşenleri ancak ince kesit düzeyinde tanınan kayaçlardır. Hornblend-fels, piroksen-fels türü kayaçlar ise biraz daha iri taneli piroksen ve hornblend mineralleriyle tanınan kayaçlardır. Hasançelebi granitoidi kayaçları son derece altere olmuş yüzlekler halindedir.

Önceki çalışmacılar tarafından Paleosen yaşlı (İzdar ve Ünlü, 1977) kabul edilen Hasançelebi granitoidinin sokulum yaşı hakkındaki tek veri, Üst Kretase yaşlı Bahçedam volkanitini sıcak dokanakla keserek, bir kontakt metasomatik zon oluşturmasıdır.

KONUKDERE METASOMATİK BİRİMİ

İnceleme alanının kuzeyinde, Hasançelebi granitoidinin sokulum yaptığı Bahçedam volkanitinden itibaren gelişen ve geniş bir yayılıma sahip olan birim, en iyi şekilde Hasançelebi İstasyonu'nun güneyinde, özellikle Konukdere mahallesi (K39-b2) çevresinde karakteristik olduğu için ilk defa bu çalışmada Konukdere metasomatik birimi ismiyle haritalanmıştır ve Konukdere mahallesinden batıda Karakuz'un güneyine kadar doğu-batı uzanımlı olarak mostra vermektedir.

Konukdere metasomatik biriminin karakteristik litolo-

jisi skapolit-fels'lerden oluşmaktadır. Ayrıca, bu birim içerisinde daha önce Hasançelebi granitoidinin eşdeğeri olarak bahsedilen damar kayaçları, çok yaygın olarak gözlenmektedir. Skapolit-fels türü kayaçlarda skapolit mirenalleri, ışınal (radyal) dizimli olup, 2-3 mm boyutunda iğnemsî kristallerden, 15-30 cm boyutunda çubuğumsu kristallerden oluşmaktadır. Pembe renkli, kolay kırılabilen, bozulmanın gözleendiği (killeşme), yer yer yeşil renkli minerallerle karışmış halde görülen skapolit çubukları el örneği düzeyinde tanımlanabilen tek mineraldir. Özellikle yol yarmalarında skapolit-fels türü kayaçlarda bu özellikler yaygın olarak gözlenmektedir. Pembemsi, yeşilimsi, grimsi bozunma toprağı gösteren skapolit-fels kayaçları kalınlıkları 0.5 m'den 2-3 m'ye, hatta bazen 10-15 m'ye varan felsik ve mafik bileşimli daykları içermektedirler. Bunlar yaklaşık D-B uzanımlı ve genelde dik konumludur.

Konukdere metasomatik birimi Paleosen yaşlı olan Hasançelebi granitoidi ile eşzamanlı olarak oluşmuştur. Kuzeyde granitoidler ile olası sınırlara, güneyde ise Kuluncak ofiyolitli karışığı içindeki Karadere ultramafiti ile bindirmeli bir sınıra sahiptir.

YAMADAĞ VOLKANİTİ

İnceleme alanında heterojen bir dağılıma sahip olan Yamadağ volkaniti, riyolitik, andezitik ve bazaltik bileşimde kayaçlardan oluşmaktadır. Hasançelebi'nin kuzeyinde oldukça yüksek dağ silsilelerini oluşturan Yamadağ'ın genç volkanik ürünleri, Hekimhan ve çevresinin jeolojisinde önemli bir yer tutmaktadır. Yamadağ volkanitinin çalışma alanında yüzeylenen kesimleri Miyosen yaşlı Karadağ riyoliti, Miyosen yaşlı Leylekdağ andeziti ve Miyo-Pliyosen yaşlı Koçasar bazaltı olarak, haritalanabilir üç ayrı birim halinde yüzeylenmektedir.

Karadağ Riyliti

Yılmaz (1991) tarafından, Paleosen yaşlı Hasançelebi granitoidinin volkanik-subvolkanik eşdeğeri olarak Karadağ volkaniti adı altında tanımlanan birimin, aslında, çalışma alanının kuzeyinde Yamadağ yöresindeki Miyosen yaşlı Köylü riylitinin (A.Uçurum ve H.Yalçın, Sözlü görüşme, C.Ü., Sivas) eşdeğeri olduğu, yerinde yapılan taruşmalar ile kabul edilmiştir.

Çalışma alanının doğusunda Karadağ'da (K39-b3),

HEKİMHAH-HASANÇELEBİ YÖRESİNİN JEOLJİSİ kuzeyinde Hasaeçelebi'nin güneybatısında Kamber tepeden-Karagüney tepe, Taştepe, Küçüktaş tepe, Yoncalıçat tepe, Kevenlikuz tepe ve Sali tepeye (K39-b1) kadar, yaklaşık doğu batı uzanımlı bir doğrultuda yüzeylenmektedir. Çalışma alanının güneydoğusunda ise Çulhalı köyü ve çevresinde yüzeylenmektedir.

Son derece altere olmuş ve yaygın demir mineralizasyonu içeren Karadağ riyoliti, riyoilit, trakiandezit ve trakit türü kayalardan oluşan bir litolojiye sahiptir. Karadağ riyoilitine ait kayaların önemli özelliği, yer yer demir oksitli zonları içermesidir. Bu zonlar, kayaların içerisinde saçınımlı (dissemine), stockwork tipi damarlar ve sıvamalar şeklinde gözlenmektedir. Bu cevherleşmeden dolayı kayaların ilksel görünüşleri bozunmuş ve yer yer tanınamayacak şekilde alterasyona uğramışlardır. Riyoilitlerde killeşme ve demir mineralizasyonları çok fazla olduğundan, el örneği düzeyinde tanımlanamamaktadır. Riyoilit oranları trakit ve traki-andezit türü kayalar daha az altere olduğundan, bunlar, el örneği düzeyinde ince taneli, grimsi, pembe ve sarımsı renklerde görülmektedir. Mineralojik bileşim olarak, ince taneli kristaller ve volkan camından oluşan bir hamur maddesi içerisinde iri plajiyoklaz ve sanidin fenokristalleri ayırt edilmektedir. Amigdaloidal boşluklarda gelişmiş karbonatlaşma şeklinde bozunma olabileceği düşünülen, 3-8 mm çapında yuvarlak-clipsoidal oluşumlar gözlenmektedir.

Leylekdağ Andeziti

Yamadağ'ın genç volkanitlerinden olan Leylekdağ andeziti, çalışma alanının batısında Leylekdağ (K39-b1) ve çevresinde; Sarıkız köyünün batısında Mercimek tepede (K39-b4); Kuluncak ilçesinin güneydoğusunda geniş alanlarda yayılım göstermektedir. Çalışma alanındaki en yüksek tepeyi oluşturan Leylekdağ (2052 m) bir volkan konisi şeklinde ve tamamen andezit litolojisinde olduğundan, birim, Leylekdağ andeziti olarak isimlendirilmiştir.

Leylekdağ andeziti, el örneği düzeyinde çok temiz görünümüdür. Gri renkli ve ince taneli bir hamur içerisinde siyah renkli, prizmatik, altgen biçimli hornblend mineralleri, levhamsı biyotit pulları ve plajiyoklaz fenokristalleri porfirik bir doku oluşturmaktadır. Bu andezitler içerisinde kalınlığı 1 m'den-20 m'ye kadar değişen ve Yamadağ volkanitinin en genç ürünü olan Koçasar bazaltına ait dayklar gözlen-

mektedir. Ayrıca, Leylekdağ'ın kuzey ve batı kesimlerinde Yamadağ volkanizmasının ilk evre ürünleri olan piroklastik kayalar da gözlenmektedir. Andezitik tüfler yer yer tabakalı, yer yer de masif kütleler halinde yüzeylenmektedir. El örneği düzeyinde hafif, boşluklu bir yapıda, beyazımsı, sarımsı renklerde dir.

Leylekdağ andeziti, Paleosen-Eosen yaşlı sedimanter kayalar içerisinde, onları keser halde ve Üst Kretase yaşlı birimler içerisinde de lav akıntıları şeklinde gözlenmektedir. Eosen'den daha genç olabilen bu birimin yaşı çalışma alanının yakın civarında yapılan çalışmalara göre (Bozkaya ve Yalçın, 1991), Orta-Üst Miyosen olarak kabul edilmiştir. Leylekdağ andeziti, Davutlarla formasyonunu keserek yüzeylenmiş ve kendisinden daha genç birim olan Ciritbelen formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür. Bu formasyon içerisinde de Leylekdağ andezitinin çakılları gözlenmektedir.

Koçasar Bazaltı

Yamadağ volkanitinin en genç birimi olan, bazaltik bileşimindeki kayalar, çalışma alanının kuzeyinde Koçasar tepe (K39-b2) civarında gözlenmektedir. Bu birim ilk kez bu çalışmada Koçasar bazaltı olarak isimlendirilmiştir.

Bazaltik bileşimdeki kayalar yeşilimsi, siyah renkli, içerisinde gri renkli plajiyoklaz fenokristalleri bulunan bir hamurdan oluşan, porfirik bir dokuya sahiptirler. İnce kesit düzeyinde de kristal ve volkan camından oluşan bir hamur içerisinde iri plajiyoklaz, piroksen (öjit) minerallerinin bulunması ile porfirik doku gösteren kayalar olarak tanımlanmıştır. Koçasar bazaltını karakterize eden dayklar, Leylekdağ andeziti içerisinde görülmektedir. Ayrıca, bu bazaltik kayaların kenarlarında oldukça kalın yüzlek veren piroklastik kayalar da gözlenmektedir. Koçasar bazaltının ilk ürünleri olabileceği düşünülen bu piroklastik kayalar arazide masif, siyah renkli görünümü olup, bileşenleri kum boyutundan-çakıl boyutuna hatta blok boyutuna kadar değişmektedir.

Orta-Üst Miyosen yaşlı (Bozkaya ve Yalçın, 1991) Leylekdağ andezitini kesen ve bu birimden daha genç olan Koçasar bazaltının Miyo-Pliyosen yaşlı olduğuna kabul edilmiştir.

Ciritbelen Formasyonu

Ciritbelen formasyonu, Hasançelebi-Hekimhan ve Karakuz bölgesinin jeolojisinde pekişmiş birimler içerisinde en genç birim olarak kabul edilmektedir. Karakuz'un güneyinde Ciritbelen, Maksutlar, Kamatlar, Çöpler mahalleleri (K39-b1) ile Leylekdağ'ının kuzeybatısında yüzeylenen bu birim Ciritbelen formasyonu olarak adlandırılmıştır. Yaklaşık yatay konumlu tabakalardan oluşan birimin yayılımı çok geniş, kalınlığı ise yayılımına göre çok incedir.

Litolojik olarak daha çok konglomeratik bir seviye ile başlayıp, kumtaşı-kiltaşı ardalaması şeklinde devam etmektedir. Yer yer sarımsı beyaz renkli kireçtaşlarını ara seviyeler halinde içermektedir. Çalışma alanında tüm birimlerin çakıllarını içeren konglomeratlar; kırmızı renkli kumlu bir bağlayıcı malzeme ile bağlanmaktadır. Birim, kum boyutundan-çakıl boyutuna kadar değişen, az çok yuvarlak, çok az da elipsoidal bileşenleri içeren gevşek dokulu özelliğe sahiptir. Çakılları volkanik (andezit, bazalt vb.), sedimenter kayaç parçaları (Nummilit'li kireçtaşı, kumtaşı, kiltaşı vb.), derinlik kayaç parçaları (siyenit, granit vb.) ve ultramafik kayaç parçalarından oluşmaktadır.

Orta-Üst Miyosen yaşlı Leylekdağ andeziti ve Miyosen yaşlı Koçasar bazalt çakıllarını içermesi bakımından daha önceki çalışmalarda da benimsenen (İzdar ve Ünlü, 1977) Pliyosen yaşlı bu çalışmada da benimsenmiştir.

Kuvaterner Oluşuk

İnceleme alanındaki Kuvaterner oluşuklar bölgenin en büyük vadisini oluşturan Uludere vadisi ve daha küçük olan Buldudere vadisi içerisinde gözlenmektedir. Burada tüm birimlerin çakıl-kum-kil-silt- boyutunda malzemelerini içermektedir. Kuvaterner yaşlı bu pekişmemiş alüvyon, kum, çakıl işletmeleri şeklinde de değerlendirilmektedir.

TEKTONİK

Çalışma alanının başlıca yapısal jeolojik unsurları Üst-Kretase-Pliyosen yaş aralığına sahip çeşitli birimlerini etkileyen kıvrımlar, faylar ve uyumsuzluklardan oluşmaktadır. Bölgedeki litolojinin çok sık değişmesi ve değişik litolojilerdeki birimlerin fiziksel ve tektonik olaylara karşı gösterdikleri mukavemetin değişken olması, bu alandaki tektonik yapıların karmaşık olmasına neden olmuştur.

Kıvrımlar

Çalışma alanında yaklaşık D-B doğrultusunda birbirine paralel olarak bulunan kıvrım eksenleri Üst Kretase'den Pliyosen'e kadar olan tüm birimleri etkilemiştir (Şekil-2). Bölgenin en yaşlı birimi olan Kuluncak ofiyolitli karışığına ait birimlerin bindirme faylı düzlemleri ile paralellik sunan kıvrım eksenleri K-G yönlü sıkışmanın ürünü olabilecektir, buna göre bindirme fayları ile kıvrımların zaman konum açısından ilişkili oldukları düşünülmektedir. İnceleme alanının en genç birimi olan Pliyosen yaşlı Ciritbelen formasyonu içerisinde gözlenen kıvrımlar ile inceleme alanının orta ve doğu kesimlerinde gözlenen Üst Kretase-Paleosen yaşlı birimler içerisinde gözlenen kıvrımlar uyumluluk ve devamlılık sunmaktadır. Buna göre en genç birim olan Pliyosen yaşlı Ciritbelen formasyonu da kıvrımlanmaya uğradığına göre K-G yönlü sıkıştırma ve D-B doğrultulu kıvrım eksenleri Pliyosen'den genç olaylardır.

İnceleme alanında en iyi gözlenen ve daha önceki çalışmalarda da (İzdar, 1963) tanımlanan Dinekkaya antiklinali, çekirdeğinde Maestrihtiyen öncesi yaşlı Kuluncak ofiyolitli karışığına ait mafik volkanik kayaçların ve kanatlarında ise Maestrihtiyen yaşlı sedimenter kayaçların bulunmasıyla oluşmuştur. Bu kıvrımın paralelinde Ardahan formasyonu içerisinde yine D-B uzanımlı senklinal eksen, buna paralel aynı birim içerisinde uzanan antiklinal ve senklinal eksenleri ve bunlara da paralel D-B uzanımlı Maestrihtiyen öncesinden-Pliyosen'e kadar tüm birimleri etkileyen bir antiklinal eksen, Karakısık mahallesinden-Ciritbelen mahallesine kadar uzanmaktadır (Şekil-2). Diğer küçük çaplı kıvrımlar, özellikle Ciritbelen formasyonu içerisinde gözlenen antiklinal ve senklinal eksenleri büyük çapta görülen kıvrım eksenlerine paralellik sunmaktadır. Buna göre, Pliyosen yaşlı en genç birimde dahi kıvrım eksenlerinin yaşlı birimlerdekilerle paralellik sunması, bunların aynı zaman aralığında oluştuğunu, bu zamanın da Pliyosen'den sonra olduğu gözlemler sonucu anlaşılmıştır. Ayrıca, tüm bu kıvrım eksenleri daha çok sedimenter kayaçları etkilerken, Maestrihtiyen öncesi yaşlı magmatik kayaçlar ise, kıvrım eksenlerinin yer yer merkezini oluşturur şeklinde gözlenmektedir.

Faylar

Ters-bindirme fayları : İnceleme alanında kıvrım eksenlerine paralel olarak uzanan, önemli bir yapı elemanı da

HEKİMİHAN-HASANÇELEBİ YÖRESİNİN JEOLJİSİ
bindirme faylarıdır. Çalışma alanındaki bindirmeler yaklaşık D-B uzanımlı olup, kuzeyden-güneye doğru sırasıyla; Karakuz-Deveci bindirme zonu, Ardahan ters fay zonu ve bunlara paralel olarak uzanan küçük çaplı bindirmeler sayılabilir (Şekil-2).

Karakuz-Deveci bindirmesi, güneyden-kuzeye doğru olup, Kuluncak ofiyolitli karışığına ait Karadere ultramafitinin Konukdere metasomatik birimi ve Hasacelebi granitoyidi üzerine itilmesi şeklinde gelişmiştir. D-B uzanımlı yaklaşık 20 km'lik bir zon halindeki bu bindirme, birimler arasındaki en göze çarpıcı tektonik sınır ilişkisini oluşturmaktadır. Ultramafik kayalar ile metasomatik kayalar arasındaki bindirme fayına ait kataklastik deformasyon izleri, özellikle ultramafiklerde gözlenmektedir. Hasacelebi-Hekimhan Devlet Karayolunda, Konukdere mahallesinin doğusunda yapılan gözlemede, bindirme fayının görüldüğü sınırdaki ultramafik kayalar içerisinde K75D/60 GD konumlu şizozite düzlemleri görülmüştür. Sınırlı deformasyonu gösteren şizozite düzlemleri belirgin olup, yeşil ve siyah renkli serpantinleşmiş ultramafik kayalarda yerini kırılma deformasyonuna bırakmaktadır. Yani, fay zonundan serpantinleşmiş ultramafikler içerisine doğru ilerledikçe fay zonuna yakın kesimlerde kataklastik deformasyon sonucu neomineralizasyon, rekristalizasyon gibi olaylar gelişirken, iç kesimlere doğru kataklastik deformasyon sadece kırılma deformasyon şeklinde gelişmiştir. Ayrıca, fay hattı boyunca Karadere'nin güneyinde Hansivrisi tepe civarında da sınırlı deformasyon ile gelişmiş olan ve K60D/60 GD konumlu şizozite düzlemleri gözlenmektedir.

Çalışma alanının güneyinde, Ardahan köyü kuzeyinde gözlenen ve Karakuz-Deveci bindirme fayına yaklaşık paralel ters fay ise; Kuluncak ofiyolitli karışığına ait Körburun vokalitinin, Ardahan formasyonu kireçtaşları üzerine kuzeyden-güneye doğru itilmesi ile gelişen Ardahan ters fayıdır. Bu ters fay boyunca, kayalarda ufalanma, parçalanma ve mineralizasyon olayları gelişmiştir. Bu fayın konumu yaklaşık K70B/60 KD'dur.

Arazi gözlemleri sonucu, bindirme faylarından etkilenen en genç birimin Pliyosen yaşlı Ciritbelen formasyonu olduğu saptanmıştır. Kuluncak ofiyolitli karışığına ait serpantinleşmiş ultramafitlerin Ciritbelen formasyonu üzerine itildiği lokasyon, Karakuz dağlarının güneyindeki Ciritbelen mahallesinin batısında gözlenmektedir. Bu sınırdaki gelişen ters fayın konumu da K70B/65 KD'dir.

Normal faylar: Çalışma alanında K-G yönlü sıkışmanın yarattığı D-B tansiyon rejiminin ürünü olarak ortaya

çıkan tektonik olaylar ise, yaklaşık K-G yönlü faylardır. Bunlardan en önemlisi, arazinin güneyinde Kirizli mahallesinin 1 km kadar kuzeydoğusundaki Tavşan tepe fayı olup, yaklaşık 2 km uzunluğa sahiptir. Fayın konumu K15B/40GB'dir (Şekil-2).

Oblik faylar: İnceleme alanının kuzeybatısında, birbirine paralel olarak uzanan iki faydan biri olan Karakuz dağının doğu uzantısında yer alan Ayıkoyağı fayı, oblik bir fay olup, doğrultu bileşeni düşey bileşenine göre çok büyüktür. Fay K25D/50GD konumundadır. Bu faya paralel diğer bir fay ise, Karakuz'un güneydoğusunda Maksutlar mahallesinde ultramafik kayalar içerisinde gözlenen Maksutlar fayı, yaklaşık 1 km uzanımlı olup, düşey bileşeni küçük oblik faydır. Çalışma alanının güneyinde, Yayladam köyünün batısında gözlenen Yayladam fayı da doğrultu bileşeni büyük, K70B doğrultulu ve fay düzlemi yaklaşık dik olan oblik bir faydır. Diğer bir oblik fay ise, Hekimhan ilçesinin kuzeyinde Gazlı tepede ve onun hemen güneyinde gözlenen oblik faylardır. Doğrultu bileşeni daha büyük olan bu fayların fay düzlemleri birbirine paraleldir. Sol yanal atımlı Gazlı tepe fayının doğrultusu da K50B olup, yaklaşık 200 m'lik bir doğrultu atıma sahiptir.

Çalışma alanında D-B doğrultulu kıvrım eksenleri, yaklaşık K-G doğrultulu normal faylar, KB-GD doğrultulu oblik faylar, D-B doğrultulu bindirme-ters faylar, K-G yönlü bir sıkışmanın ürünleri olarak yorumlanmıştır. D-B doğrultulu kıvrım eksenlerini, yine aynı doğrultulu bindirme-ters faylar, yaklaşık K-G doğrultulu normal (çekim) fayları ve KB-GD yönlü oblik fayları bir deformasyon elipsoidine yerleştirildiğinde, maksimum sıkışma yönünün K-G yönlü olduğu görülmektedir. D-B doğrultusunda ise çekim faylarını oluşturan tansiyon gerilmeleri izlenmektedir.

Uyumsuzluklar

Çalışma alanında en göze çarpan uyumsuzluk, temeli oluşturan Maestrihtiyen öncesi yaşta sahip Kuluncak ofiyolitli karışığına ait birimler ile Uludere formasyonu arasında gözlenmektedir. Alttaki birimin üzerine gelen çakıltaş-kumtaşı gibi kayalar Kuluncak ofiyolitli karışığına ait birimlerin çakıllarından oluşmaktadır. Sedimanter kayalarda gözlenen diğer bir uyumsuzluk, çalışma alanının kuzeybatısında Ciritbelen mahallesi civarında gözlenen Pliyosen yaşlı Ciritbelen formasyonu ile Paleosen-Eosen yaşlı Davutlarla formasyonu arasındaki uyumsuzluktur.

Magmatik kayalar arasındaki uyumsuzluklar ise, Maestrihtiyen yaşlı sedimanter birimler içerisinde gözlenen Bahçedam volkaniti ile sedimanter kayalar arasındaki;

Paleosen yaşlı Hasacelebi granitoyidi ile aynı yaş aralığına sahip, Konukdere metasomatik birimi arasındaki Yamağağ volkaniti ile Davuttarla formasyonu arasındaki uyumsuzluklardan oluşmaktadır.

JEOLJİK EVRİM

İnceleme alanında yüzeylenen allokton birim özelliğini taşıyan Kuluncak ofiyolitli karışığı, çalışma alanında temeli oluşturan birimdir. Maestrihtiyen öncesi bir yerleşme yaşına sahip olan bu birim, Poisson (1986) tarafından tanımlanan Kuzey Torid Okyanusunun kalıntısı olarak değerlendirilmektedir (Yılmaz, 1991). Kuluncak ofiyolitli karışığı üzerine uyumsuz olarak gelen ve taban konglomera birimi ile başlayıp, kumtaşı-kiltaşı-killi kireçtaşı ve kireçtaşı litolojisi ile devam eden, Maestrihtiyen yaşlı Uludere formasyonu Buldudere üyesi sığ bir ortamda başlayıp, gittikçe derinleşen denizel bir ortamı karakterize etmektedir. Bu dönemde killi kireçtaşı, kiltaşı-kumtaşı-marn litolojisi havzanın orta kesimlerinde çökelirken; havzanın güneyine doğru gidildikçe sığlaşan kesimlerde ise pelajik kireçtaşı özelliğindeki kimyasal sedimantasyonun ürünü karbonatlı kayalar çökelmiştir. Filişimsi özellikli ve Maestrihtiyen yaşlı Kavakdere formasyonu, derin denizel koşulları göstermektedir. Kavakdere formasyonunun çökeliminden sonra, deniz oldukça sığlamıştır. Bu sırada Üst Maestrihtiyen yaşlı Ardahan formasyonu sığ, çalkantılı, enerjisi yüksek ortamları karakterize eden karbonat çökelimi şeklinde gelişmiştir. Ardahan formasyonu üzerine daha sonra tekrar kırınılı sedimantasyonu temsil eden Paleosen-Eosen yaşlı Davuttarla formasyonu gelmektedir.

Bölgenin magmatik oluşuklarına gelince, bunların Bahçedam volkaniti (Maestrihtiyen), Hasacelebi granitoyidi (Paleosen, İzdar ve Ünlü, 1977), Karadağ riyoliti (Miyosen), Leylekdağ andeziti (Miyosen) ve Koçasar bazaltı (Miyo-Pliyosen) gibi birimlerden oluştuğu görülmektedir. Yılmaz, 1991 tarafından ileri sürüldüğüne göre, Bahçedam volkaniti kuzeye dalarak yitime uğrayan Kuzey Torid Okyanusunun (Poisson, 1986) oluşturduğu toleyitik karakterli yay volkanizmasının ürünüdür. Felsik, I-tipi karakterli Hasacelebi granitoyidinin ise, Paleosen'de çarpışmanın başlangıcındaki kısmi erimelerin oluşturduğu magma ile meydana geldiği düşünölmektedir (Yılmaz, 1991). Neojen döneminde, çarpışmanın ileri evrelerinde ise Karadağ riyoliti ve Leylekdağ andezitinin, çarpışmanın son dönemlerine doğru ise Koçasar bazaltının oluştuğu ileri sürölmektedir.

(Yılmaz, 1991).

SONUÇLAR VE TARTIşMA

1. Hekimhan-Hasacelebi yöresinin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, sedimanter birimlerden şiritmetrepusula yardımıyla ölölü tip kesitler çıkartılmıştır.

2. Çalışma alanında temeli oluşturan ve önceki çalışmalarda Kuluncak ofiyoliti olarak isimlendirilen Kuluncak ofiyolitli karışığı ilk kez bu çalışmada, karışık düzeyinde tanımlanmış ve haritalanabilir ölçekte, birbirleriyle tektonik dokanaklı (bloklar halinde) beş birime ayrılmıştır. Bu birimler, Karadere ultramafiti, Güvenç lisfeniti, Körburun volkaniti, Maltepe gabrosu ve Gündeğcikdere radyolartitidir.

3. Kuluncak ofiyolitli karışığı üzerine uyumsuz olarak Maestrihtiyen yaşlı taban konglomerası ile başlayan kumtaşı-kiltaşı-marn-kireçtaşı litolojisinde devam eden Uludere formasyonu Buldudere üyesi gelmektedir. Uludere formasyonu içinde tanımlanan diğer birimler ise, kireçtaşı litolojisine sahip Dinekkaya üyesi ve bazik bileşimdeki Bahçedam volkanitidir.

4. Hekimhan grubu içerisinde Uludere formasyonundan başka Maestrihtiyen yaşlı Kavakdere formasyonu, Üst Maestrihtiyen yaşlı Ardahan formasyonu, Paleosen-Eosen yaşlı Davuttarla formasyonları tanımlanmış olup, bunlar birbirleriyle uyumlu dokanaklar oluşturmaktadırlar.

5. Bölgede magmatik faaliyetlerin bir diğerisi Paleosen yaşlı Hasacelebi granitoyidi olarak tanımlanan birimdir. Bu granitoyidin kondağındaki metasomatik zon kayaları ilk kez bu çalışmada Konukdere metasomatik birimi adı altında litostratigrafi birimi olarak tanımlanmıştır.

6. Bölgenin en genç magmatik aktivitesini oluşturan, Miyosen-Pliyosen yaşlı Yamadağ volkaniti, kendi arasında alttan-üste doğru, Karadağ riyoliti, Leylekdağ andeziti ve Koçasar bazaltı olmak üzere üç ayrı birime ayrılmıştır.

7. İnceleme alanında en genç sedimanter birim olarak, Pliyosen yaşlı Ciritbelen formasyonu tanımlanmıştır.

8. Bölgenin tektoniğinde D-B doğrultulu kıvrım eksenleri, bunlara yaklaşık paralel bindirme-ters faylar ile K-G yönlü normal faylar önemli yer tutmaktadır. Bu yapısal elemanların zaman-konum içinde birbirleriyle ilişkili oldukları ve K-G yönlü sıkışmalarla meydana geldikleri ileri sürölebilmektedir.

HEKİMHAN-HASANÇELEBİ YÖRESİNİN JEOLJİSİ

9. Hekimhan-Hasançelebi yöresinin jeolojik evriminin, Kuzey Torid Okyanusunun jeolojik evrimi ile yakından ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır. Buna göre, yöredeki Kuluncak ofiyolitli karışığı, bu okyanus kabuğunun bir kalıntısı olarak değerlendirilmekte ve Bahçedam volkanitinin de bu okyanusun oluşturduğu yay volkanizması ile ilgili olabileceği düşünülmektedir. Hasançelebi granitoidinin, dalma-batmanın son evrelerine doğru gelişen kabuk kalınlaşması ile, buna karşılık, Yamadağ volkanitinin ise, çarpışma ile ilgili jenezlere sahip olabilecekleri ileri sürülebilmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, çalışmaların gerçekleştirilmesinde maddi katkılarından dolayı, Cumhuriyet Üniv. Araştırma Fonuna; arazi çalışmaları sırasında lojistik destek gördüğü TDÇİ Hekimhan Madenleri Müessese Müdürlüğüne; Paleontolojik çalışmaların gerçekleştirilmesini sağlayan Dr. N.İnan (C.Ü., Sivas) ve Dr.A. Poliosson'a (Üniv.Paris Sud., Fransa) içten teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Andel Van, Tj.H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela; A.A.P.G.Bull., 42, 734-763.
- Ayan, T. ve Bulut, C.,1964, Balaban-Yazihan-Kurşunlu ve Levent Bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi: M.T.A. Dergisi 62, 58-71.
- Baykal, F.,1966, Türkiye Jeoloji Haritası Sivas Paftası: M.T.A. Yayını.
- Bingöl, E., 1974, Magmatik Kayaçlar Petrolojisi; M.T.A. Enst. Eğitim Sergisi, 9, Ankara.
- Blümenthal, M.M., 1938, Die Hauptzüge des Baues der Schichtfolge und der Erzführung im Gebiet von Hasançelebi-Hekimhan (vil. Malatya): Unveröffentl.Ber. M.T.A. Arch.
- Bozkaya, Ö.,1991, Hekimhan Güneyi (KB Malatya) Üst Kretase-Tersiyer yaşlı Sedimanter İstifin Mineralojik-petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi: C.Ü. Fen Bil. Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Sivas, 227s (Yayınlanmamış).
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H.,1991, Hekimhan (KB Malatya) yöresinin Kretase-Tersiyer Yaşlı Litostratigrafik Birimleri ve Tektoniği: Suat Erk Jeoloji Sempo-

yumu, A.Ü.F.F. Jeoloji Müh.Bölümü, Ankara, Bildiri Özleri, s. 34-35.

- Chaput, E.,1936, Voyages d'études géologiques, géomorphologiques en Turquie, Men. d'Inst. François d'Archéologie de Stamboul, I.
- Compton, R.R., 1967, Manuel of field geology: John Wiley and sons inc. New York, London.
- Folk, R.L.,1974, The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity: J.Sediment.Petrol., 44, 40-53.
- Fresh, Fr., 1912, Über den Gebirgsbau des Tauros in seiner Bedeutung für die Beziehungen zuden Şitzungsber Pdeuss. Akad.Wiss., Phys.Math..
- Gattinger, T.,1957, Revision der geologischen Karten Malatya 79/1-79/4, Unveröffentl., Ber.M.T.A..
- İzdar, E., 1963, Doğu Hekimhan-Hasançelebi (Doğu Anadolu) bölgesinin jeolojik yapısı, magmatizma ve cevher yatakları, M.T.A. Yayınları, No:112, Ankara.
- İzdar, E. ve Ünlü, T.,1977, Hekimhan-Hasançelebi-Kuluncak Bölgesinin Jeolojisi: Ege Bölgesi Jeolojisi VI Kollokyumu, Dokuz Eylül Üniv., İzmir, 303-329s.
- Jacobson,H.S., Özdemir, S., Kendir, Z. ve Önder, O., 1970, Hekimhan-Hasançelebi Demir Sahasının Jeolojisi ve Maden Yatakları, M.T.A. Maden Dairesi Arşivi, No:1042.
- Locher, Th., 1959, Geologische Untersuchungen bezüglich Erdölmöglichkeiten und Revision in der geologischen Karten im Gebiete von Gürün (Sivas)-Hekimhan (Malatya): Yayınlanmamış rapor, M.T.A. Arşivi.
- Mohr, N.V.1961, Karatuz Demir Yatakları Arama Programı Neticelerine ait rapor, M.T.A. Maden Etüd Dairesi Arşivi.
- Özer, T. ve Kuşçu, A.E., 1982, Malatya-Hekimhan Deveci Demir Yatağı Jeoloji ve Rezerv Raporu, M.T.A. Arşivi.
- Poisson, A.,1986, The Anatolian Micro-continental The Eastern Mediterranean context: The Neo-Tethysian Oceanic Throughs, Sciences de la Terre, Memoire, 47, 311-328.

- Sincan, M., 1980, Malatya-Hekimhan Zorbehan Dağı Dolomit Ön Etüd Raporu, M.T.A. Enst. Endüstriyel Hammaddeler Dairesi.
- Travis, R.B., 1970, Nomenclature for Sedimentary Rocks, A.A.P.G.Bull., 54, 1095-1107.
- Yılmaz, S., 1991, Hekimhan-Hasaңçelebi (KB Malatya) Yöresi Jeolojisi ve Magmatitlerinin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi: C.Ü.Fen Bil. Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 256s, Sivas.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1991a, Petrology of the Hasaңçelebi Syenitic Pluton from the "Central-Eastern Anatolian Alkaline Province", Hekimhan-Malatya District, Turkey, EUG VI. Terra Abstracts, Vol.3, N:1, Strasbourg, p.426.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1991b, Hekimhan-Hasaңçelebi (KB Malatya) Yöresindeki Kuluncak Ofiyolitli Karşığđ Üzerinde Çökelen Üst Kretase Klastiklerinin Kil Mineralojisi: Mahmut Sayın Kil Mineralleri Sempozyum Bildiriler Kitabı (Baskıda), Adana..

BOLU MASİFİ ÖRTÜ KAYAÇLARINDA DİYAJENETİK VE ÇOK DÜŞÜK DERECELİ METAMORFİK KİL MİNERALLERİNİN MİNERALOGİSİ VE JEOKİMYASI

Mineralogy and geochemistry of diagenetic and very low grade metamorphic clay minerals in the cover rocks of Bolu massive

Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

Orhan CERİT, Cumhuriyet Üniversitesi, Çevre Müh.Bölümü, Sivas

ÖZ : Bolu Masifi kristalin kayaçları üzerinde Kambriyen-Alt Devoniyen yaşlı epimetamorfik, Orta Devoniyen yaşlı ankimetamorfik ve Üst Kretase-Paleojen yaşlı sedimanter kayaçlar bulunmaktadır. Kambro-Ordovizyen yaşlı metaklastiklerin egemen kil mineralleri, diyabantit türü trioktahedral kloritler ve sudoyit türü di-trioktahedral kloritlerdir. Ordo-Silüryen yaşlı metaklastiklerde ve Devoniyen yaşlı sleyt/fillit ve dolomitik kireçtaşlarında illit en bol bulunan kil mineralidir. Üst Kretase yaşlı epiklastik kayaçlarda 14S-14C, Kretase-Paleojen yaşlı epiklastik-piroklastik ve karbonat kayaçlarında simektitler (montmorillonit, Al-Fe saponit ve Fe baydelit) karakteristik kil minerallerini teslim etmektedir.

Kil minerallerinin bu kronostratigrafik dağılımları, Üst Kretase-Paleojen'de yüzeysel çözelti kimyası, Paleozoyik'de gömülme ile ilişkili basınç-sıcaklık koşulları tarafından denetlenmiştir.

ABSTRACT : Epimetamorphic rocks of Cambrian-Lower Devonian age, anchimetamorphic of Middle Devonian age and sedimentary series of Upper Cretaceous-Paleogene age are found on the crystalline rocks of Bolu Massive. The dominant clay minerals of Cambro-Ordovician metaclastics are both diabantite type of trioctahedral chlorites and sudoite type of di-tri-octahedral chlorites. Illite is found as the most abundant clay mineral in the Ordo-Silurian metaclastics and Devonian slate/phyllite and dolomitic limestones. The 14S-14C mixed-layer in the epiclastic rocks of Upper Cretaceous age, and smectites (montmorillonite, Al-Fe saponite and Fe beidellite) in the epiclastic-pyroclastic and carbonate rocks of Cretaceous-Paleogene age represent the characteristic clay minerals.

These chronostratigraphic distributions of clay minerals were controlled by the surface solution chemistry in the Cretaceous-Paleogene time and by the pressure-temperature conditions in relation to burial in the Paleozoic time.

GİRİŞ

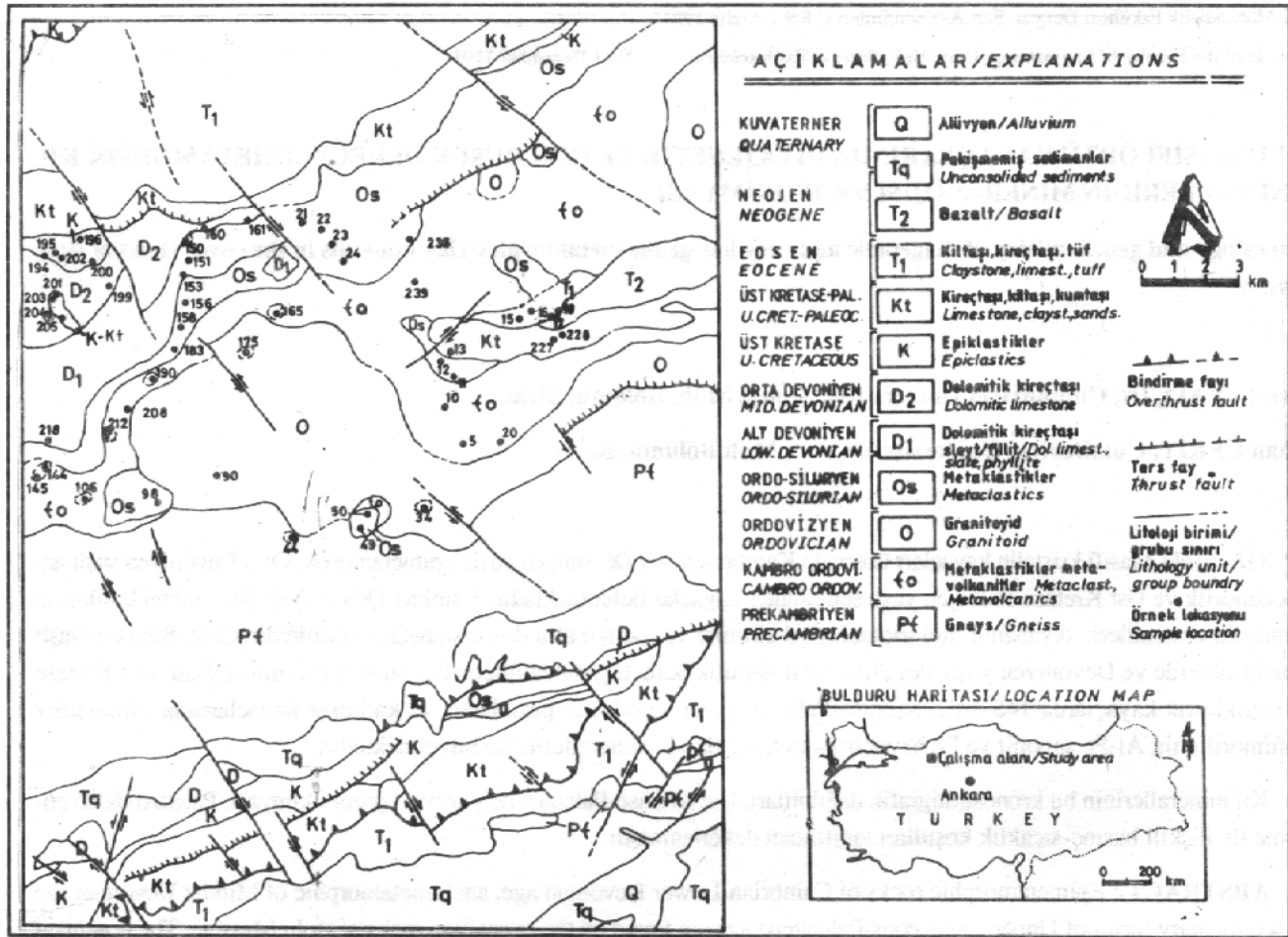
Çalışma alanı, Bolu il merkezinin yakın kuzeyinde, Bolu, Yığılca ve Yedigöller arasında kalan 1/25.000 ölçekli Bolu G28 a1-a2-a3 ve a4 topoğrafik paftalarıyla sınırlandırılmış, yaklaşık 600 km² lik bir alanı kapsamaktadır.

Bu çalışmanın amacı, Prekambriyen yaşlı kristalin kayaçların temeli oluşturduğu Bolu Masifi'nde, Paleozoyik ve Kretase-Tersiyer yaşlı örtü kayaçlarının diyajenez-ankimetamorfizma ve epimetamorfizma koşullarının kil mineralojisi ile araştırılmasıdır. Bu temel amaç doğrultusunda kil minerallerinin kökeni, kimyasal bileşimleri, gömülmeye bağlı dönüşümleri, kaynak kayaç-kil mineral türleri arasındaki ilişkileri ve kronostratigrafik dağılımları incelenmiştir.

ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Kambro-Ordovizyen'den Eosen'e kadar değişik yaşları temsil eden çok sayıda kayaç örneklerinin öncelikle ince-kesit petrografisi ile dokusal özellikleri ve mineralojik bileşimleri belirlenmiştir. Bunlardan 60 kayaç örneğinin 2 mikrondan küçük kil fraksiyonu, H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kil Ayrımı Laboratuvarı'nda ayırt edilerek Philips marka PW 1140 model X-ışınları difraktometresinde (XRD), değişik koşullardaki (normal, fırınlı, etilen glikolü) d(001) yansımaları yardımıyla tanımlanmıştır.

Monomineralli kil boyu bileşenlerin ana element kimyasal bileşimi C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kayaç Kimyası Laboratuvarı'ndaki Perkin-Elmer 2380 model Atomik Absorpsiyon Spektrofotometresi (AAS) ve Carl



Şekil 1 : İnceleme alanının basitleştirilmiş yerbulduru, jeoloji ve örnekleme haritası (Cerit, 1990)

Figure 1 : Simplified location, geology and sample map of study area (From Cerit, 1990).

Zeiss-Jena Spekol 11 model Mor-Ötesi Görünür Bölge Spektrofotometresi (UV-VIS) ile saptanmıştır. % oksit cinsinden Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K elementleri AAS de, Si, Ti, P elementleri UV-VIS de belirlenmiştir. Ateşte kayıp ise 110 °C de bir gece etüvlenmiş örneğin 1000 °C deki % ağırlık biçiminde eksilen miktarı olarak hesaplanmıştır.

İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanında Prekambriyen-Kuvaterner yaş aralığında on üç birim tanımlanmıştır (Cerit, 1990). Bu çalışmada, söz konusu birimler yaş ve litoloji özelliklerine göre gruplandırılmış ve değerlendirilmiştir (Şekil-1). Bolu Masifi kristalin kayaçlarının temeli oluşturduğu çalışma alanında epimetamorfik ve sedimanter kayaç gruplarının da örtü birimlerini temsil ettiği bir dizilim bulunmaktadır. Bu birimlerin genel özellikleri yaşlıdan gence doğru aşağıdaki gibi belirlenmiştir.

Prekambriyen, yüksek dereceli metamorfik kayaç-

lar (gnays) ile temsil edilmektedir. Bu birim üzerinde Kambro-Ordovizyen yaşlı epimetamorfik ve kontakt metamorfik kayaçlar (metadetritik ve metavolkanit) geniş bir alanda yüzeylenmektedir. Ordovizyen yaşlı granitoidler (granit, granodiyorit ve eşdeğer damar kayaçları) her iki birimi de kesmektedir. Bu birimler üzerinde uyumsuzlukla yer alan Ordo-Silüryen yaşlı metadetritikler (meta-kumtaşı ve meta-konglomera), Alt Devoniyen yaşlı yer yer dolomitli olan sleyt/fillitler ile örtülmekte, Mesozoyik-Öncesi istif Orta Devoniyen yaşlı masif- kristalize dolomit kireçtaşları ile son bulmaktadır.

Üst Kretase'ye kadar büyük bir sedimentasyon boşluğunun gözlemlendiği çalışma alanındaki istif, Üst Kretase yaşlı çoğunlukla filiş fasiyesindeki epiklastik kayaçlar ve yer yer bunlarla arakatlı bazaltik tuf ve aglomeralar ile devam etmektedir. Üst Kretase -Paleosen yaşlı birim ise iki farklı fasiyeste gözlenmektedir. İnceleme alanının güney kesiminde marn, kireçtaş, kiltaş ve kısmen kumtaşları ile temsil edilen birim, orta-kuzey kesiminde ise kireçta-

şı ve yer yer dolomit ve/veya dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Yörede bazaltik aglomera, tüf ve kilitaşından oluşan Alt Eosen yaşlı kayaçlar üzerinde Orta Eosen yaşlı kireçtaşı, kumtaşı, konglomera ve kilitaşları yer almaktadır.

Tüm bu birimleri Neojen ve Kuvarterner yaşlı pekişmemiş sedimanlar örtmekte olup Prekamriyen yaşlı kayaçlar ile birlikte çalışmanın kapsamı dışında bırakılmışlardır.

Kuzey Anadolu Fay (KAF) Zonunun yakın kuzeyinde yer alan çalışma alanı, bu zonun karakteristik tektonik özelliklerini taşımaktadır. Çok geniş bir yaş aralığında çok farklı mekanik özelliklere sahip kayaç birimlerinin, bu bölgede söz konusu zaman aralığında gelişen tüm orojenik fazlardan etkilenmiş olması, özellikle Mesozoyik ve öncesi yaşlı birimlerin karmaşık bir iç yapı kazanmalarına neden olmuştur.

PETROGRAFI VE KİL MİNERALOGİSİ

İnceleme alanında değişik yaşlardaki kayaçların optik mikroskopik mineralojik bileşimleri ve petrografik özellikleri, ayrıca XRD incelemeleri ile ortaya konulan kil boyu bileşenleri (Çizelge-1) aşağıdaki gibi belirlenmiştir.

Kambro-Ordovizyen : Birimin litolojilerini meta-kumtaşı (genellikle subarkoz, yer yer grovak ve kuvars-kumtaşı), kuvarsitler ve metavolkanitler temsil etmektedir. Meta-kumtaşı bolluk sırasına göre kuvars, plajiyoklaz, kayaç parçacıkları (genellikle gnays), ortoklaz, klorit, epidot, muskovit/serisit, bazen hornblend, biyotit, turmalin, kalsit, titanit ve opak mineralleri içermektedir. Klastik dokunun belirgin olduğu bu kayaçlarda, yer yer gözlenen yönelmeyi muskovit/serisit ve klorit meydana getirmektedir. Meta-kumtaşlarının kil boyu bileşenleri ise klorit veya klorit+illit beraberliği oluşturmaktadır (Çizelge-1).

Kambro-Ordovizyen'de gözlenen diğer kayaç türlerinden kuvarsitler, kuvars porfiroblastlarının yanı sıra yer yer plajiyoklaz, klorit, epidot ve pirit içermektedir. Meta-volkanitler ise çoğunlukla silisifiye ve zayıf akma dokulu meta-bazalt, meta-andezit ve meta-riyolitlerden oluşmaktadır. Kayaç türlerine göre, içerdikleri açık renkli (kuvars, plajiyoklaz, alkali feldispat) ve koyu renkli minerallerin (hornblend, biyotit, piroksen) miktarları da değişmektedir.

Ordovizyen : Gerek klastik taneler gerekse bozunma ürünleri (killeşme, serisitleşme, kloritleşme) açısından daha genç sedimanter birimlere kaynak kayaç oluşturması ne-

deniyle, çalışma alanında yer alan granitoidler bu çalışma kapsamında incelenmişlerdir. Bu kayaçların mineralojik bileşimlerine bağlı olarak feldispatça zengin olduklarında illitin, koyu renkli minerallerce zengin olan kayaçlarda ise 14S-14C ve kloritin egemen bozunma türlerini oluşturduğu belirlenmiştir (Çizelge-1). Bu yörede, açık renkli bileşenlerin egemen olduğu granit-granodiyorit türü kayaçların yaygın olması nedeniyle, illitin en bol bulunan kil minerali olması beklenmelidir.

Ordo-Silüryen : Birimin egemen litolojisini oluşturan meta-kumtaşı, genellikle meta-grovak, yer yer de meta-kuvars kumtaşı bileşiminde olup yönelme belirginidir. Meta-kumtaşlarının ana bileşenlerini kayaç parçacıkları (granitoid ve gnays), kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz ve serisit/muskovit oluşturmaktadır. Ayrıca epidot, kalsit, piroksen, hornblend ve apatit de gözlenmektedir. Bu kayaçlarda illit egemen kil mineralleridir (Çizelge-1). Bu minerale daha küçük yüzdeye sahip klorit de yer yer eşlik etmektedir. Illitin bu birimdeki bolluğu, kil dönüşümlerinin yanı sıra çoğunlukla granitoidlerden klastik malzeme almasından kaynaklanmaktadır.

Devoniyen : Alt Devoniyen'de sleyt ve/veya fillitler, Orta Devoniyen'de dolomitik kireçtaşları yer almaktadır. Çok düşük dereceli metamorfik kayaçlarda ana bileşenleri serisit (yer yer muskovit büyüklüğünde), kuvars, kalsit ve dolomit, tali bileşenleri klorit, plajiyoklaz, epidot ve opak mineraller oluşturmaktadır. Tipik granoblastik doku ve yönelmenin iyi gelişmediği rekristalize sparitik dolomitik kireçtaşları; kalsit, dolomit, fosil kavkı parçaları, az miktarlarda serisit, klorit, bazen kuvars ve opak mineral içerirler. Devoniyen'in kil fraksiyonunda illit+klorit beraberliği gözlenmekte olup illit miktarı klorite göre daha fazladır. Özellikle Alt Devoniyen'de klorit miktarı, Orta Devoniyen'e göre kısmen artmaktadır (Çizelge-1).

Üst Kretase : Birimin egemen litolojisi olan kumtaşlarının bağlayıcı malzemesini subarkozlarda genellikle spirikalsit çimento, subgrovaklarda kil matriksi oluşturmaktadır. Kumtaşlarının ana bileşenleri, kuvars, kayaç parçacıkları (granitik ve kuvarsit), ortoklaz, plajiyoklaz, fosil kavkı parçaları, glokonit ve kloritdir. Tali bileşenler epidot, muskovit/serisit, biyotit, hornblend, turmalin, zirkon ve apatitdir. Üst Kretase yaşlı kayaçların kil boyu bileşeni ise illit+klorit+14S-14C parajenezi temsil etmektedir. Üst Kretase volkanizmasına ait bazaltik bileşimli kristal tüflerde 14S-14C, granitik bileşenli grovak türü kumtaşlarında ise illit egemen kil minerali konumundadır (Çizelge-1).

Ornek No	S	I	C	10L-14S	14S-14C	I(002)/(001)	CI	SR
Eosen								
83-146	100	-	-	-	-	-	-	-
83-153	100	-	-	-	-	-	-	-
83-305	100	-	-	-	-	-	-	-
85-15	30	40	30	-	E	0.53	5.75	2.50
85-16	E	100	E	-	E	0.17	4.00	3.40
85-17a	100	-	-	-	E	-	-	-
85-17b	100	-	-	-	-	-	-	-
85-18	100	-	-	-	-	-	-	-
Üst Kretase-Paleosen								
83-74	100	-	-	-	-	-	-	-
83-599	100	-	-	-	-	-	-	-
85-13a	40	40	20	-	E	0.65	6.00	6.60
85-203	30	50	20	-	E	0.38	4.00	4.50
85-205	30	40	30	-	E	0.55	4.75	3.20
85-227a	60	30	10	-	E	0.75	5.00	2.60
85-228	50	40	10	-	E	0.40	4.00	3.60
Üst Kretase								
83-327b	100	-	-	-	-	-	-	-
85-194c	-	50	50	E	-	0.62	4.50	3.10
85-195	-	40	20	-	40	0.32	3.75	4.60
85-196	-	100	E	-	-	0.36	3.75	5.60
85-200a	-	30	10	-	60	0.43	4.00	6.80
85-200b	-	20	10	-	70	-	-	-
85-201	-	40	30	-	30	0.60	5.50	2.80
85-202	-	E	E	-	100	-	-	-
Orta Devoniyen								
85-160	-	80	20	-	-	0.55	5.00	3.50
85-161	-	70	30	-	-	0.70	5.00	3.30
85-199	-	80	20	-	-	0.33	4.75	7.30
Alt Devoniyen								
85-106	-	80	20	E	-	0.34	3.25	11.10
85-144	-	60	40	-	-	0.40	3.00	7.90
85-145	-	60	40	-	-	0.47	2.75	8.80
85-151	-	70	30	-	-	0.32	3.00	13.80
85-153b	-	70	30	-	-	0.34	3.25	11.10
85-204	-	60	40	-	-	0.44	3.25	6.40
85-212	-	70	30	-	-	0.41	2.75	5.70
85-218	-	70	30	-	-	0.37	3.50	6.10
Ordo-Siluryen								
85-11b	-	100	E	-	-	0.27	3.00	11.00
85-12a	-	90	10	-	-	0.36	3.00	14.10
85-21	-	70	30	-	-	0.39	2.75	8.20
85-22	-	80	20	-	-	0.30	3.50	7.60
85-23	-	90	10	-	-	0.33	3.00	10.60
85-24	-	90	10	-	-	0.37	3.00	10.40
85-49	-	60	40	E	-	-	-	-
85-50	-	100	-	-	-	0.26	2.50	9.90
85-98a	-	100	-	-	E	0.29	3.00	13.30
85-156	-	100	E	-	-	0.25	3.00	10.30
85-158	-	90	10	-	-	0.39	3.00	10.50
85-183	-	100	E	-	-	0.26	2.75	9.70
85-236b	-	100	E	-	-	0.25	2.25	11.50
Ordovizyen								
85-90	-	90	10	-	-	-	-	-
85-150	-	E	E	-	100	-	-	-
85-165	-	-	E	-	100	-	-	-
85-190	-	60	40	-	E	-	-	-
Kambriyen-Ordovizyen								
85-5	-	-	100	-	-	-	-	-
85-10	-	-	100	-	-	-	-	-
85-11a	-	-	100	-	-	-	-	-
85-20	-	E	100	-	-	-	-	-
85-34	-	E	100	-	-	-	-	-
85-44b	-	10	90	-	-	-	-	-
85-175	-	20	80	-	E	-	-	-
85-208	-	60	40	-	-	0.34	2.75	11.20
85-239a	-	-	100	-	-	-	-	-

S: Simektit, I: İllit, C: Klorit, CI: Kristalinite indeksi, SR: Keskinlik Oranı, E: Eser Miktarı (% 5'den az)
 S:Smectite, I:Illite, C:Chlorite, CR:Crystallinity, index, SR:Sharpness Ratio, E: Trace amount (< % 5)

Çizelge 1. Kil minerallerinin yarı-nicel yüzdeleri, illitlerin kristalinite indeksi ve keskinlik oranı
Table 1. Semi-quantitative percentages of clay minerals, crystallinity index and sharpness ratio of illites

Üst Kretase-Paleosen : Birimin ana litolojilerinden karbonat kayaçları, biyomikrit ve mikrosparit özelliğindedir. Bu kayaçlarda kalsit ve dolomitin yanı sıra kuvars, kalsedon, muskovit ve plajiyoklazlara ender de olsa rastlanmaktadır. Bu birim içerisinde özellikle dolomitçe zengin olan seviyelerin Paleosen yaşını vermeleri, ayırtılmamış Üst Kretase-Paleosen serilerinde olası Kretase-Paleosen sınırını belirleyebileceği düşünülmektedir. Kuvars-kumtaşları başlıca kuvars, muskovit, biyotit ve glokonit içermektedir. Bağlayıcı malzemesi sparikalsit çimentonun oluşturduğu bu kayaçlarda plajiyoklaz, ortoklaz, klorit, opak mineral ve zirkon tali bileşenleri temsil etmektedir. Birimin kil fraksiyonunu simektit+illit+klorit beraberliği oluşturmaktadır (Çizelge-1). Üst Kretase yaşlı kayaçlar ile karşılaştırıldığında, filişte bir örnek dışında hiç simektit gözlenmemesine karşın, bu birimde simektit, kil fraksiyonunun ana bileşenlerinden birisini temsil etmektedir.

Eosen : Alt Eosen'de yaygın olan volkanosedimenter kayaçlardan andezitik bileşimli kristal tüfler, feldispat (çoğunlukla plajiyoklaz), hornblend, feldispatoyid, kısmen ojit, litik tüfler ise andezitik kayaç parçacıkları, plajiyoklaz ve biyotit içermektedir. Tüflerle arakatlı pirojenik kilaşlarının bağlayıcı malzemesindeki volkan camının killeşmesi sonucu bütünüyle simektit ile temsil edilen kil mineralleri meydana gelmiştir (Çizelge-1).

Orta Eosen'in karbonat kayaçları biyomikrit özelliğinde olup ender olarak muskovit, kuvars-feldispat ve biyotit içerirler. Grovak ve subgrovak olarak adlandırılan kumtaşları, kayaç parçacıkları (metamorfik; granitik), kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, hornblend, klorit, serisit, opak mineral, ender olarak da epidot, piroksen ve apatit gibi hafif ve ağır bileşenlerden oluşmuştur. Kumtaşlarında belirlenen kil mineralleri ise simektit, illit ve klorittir (Çizelge-1).

KİL MİNERALLERİNİN JEOKİMYASI

Değişik yaşlara sahip kayaçlardan elde edilen kil minerallerinin ana element kimyasal analiz sonuçları ve yapısal formülleri Çizelge-2'de verilmiştir. Yapısal formüllerin hesaplanmasında simektit ve illitler için 11, 14S-14C için 12.5, kloritler için 14 oksijen bazı esas alınmıştır. Kil minerallerinin adlandırılmasında çeşitli araştırmacılar (Caillère ve Hénin, 1963; Weaver ve Pollard, 1973; Brindley ve Brown, 1980) tarafından önerilen sınıflama ve adlamalar kullanılmıştır. Aşağıda bu kil minerallerinin jeokimyasal özellikleri ayrı ayrı ele alınarak irdelenmiştir.

Simektit : Üst Kretase ve Üst Kretase-Paleosen'de dioktahedral, Eosen'de dioktahedral ve trioktahedral simektitler bulunmaktadır (Çizelge-2). Eosen yaşlı ve volkanojenik malzeme ile ilişkili sadece bir örnek (85-305) dioktahedral karakterdedir. Tetradrik süstitüsyonun hemen hiç olmadığı Üst Kretase ve Kretase-Paleosen yaşlı simektitler tipik montmorillonit bileşimindedir. Eosen yaşlı trioktahedral simektitlerde tetrahedral Si-Al ve oktahedral Al-Fe-Mg süstitüsyonu yaygın olup, bunlar Al-Fe saponit olarak adlandırılmıştır. Fe baydelit bileşimindeki Eosen yaşlı dioktahedral simektitlerin tetradrik boşluklarında Si ve Al, oktahedral boşluklarında Al ve Fe egemen katyonlardır. Diğer taraftan, yapraklararası katyonları, bolluk sırasına göre dioktahedral simektitlerde K ve Ca, trioktahedral olanlarda ise Na ve Ca temsil etmektedir.

14S-14C Karışık-Katmanlı : Jeolojik yaşlara göre, bu tür kil minerallerinin ana element kimyası karşılaştırıldığında, Paleozoyik yaşlı olanların SiO_2 'ce daha fakir, Fe_2O_3 bakımından daha zengin oldukları görülebilir (Çizelge-2). Ayrıca, Üst Kretase yaşlı 14S-14C'lerde toplam oktahedral katyon miktarı da düşüktür (3.17-3.41). Bu durum, klorit tabakalarının trioktahedral, simektit tabakalarının dioktahedral bileşimde olmasından kaynaklanabilir. Yine elde edilen değerler, 14S-14C'lerde simektitlerin şişmelerinin 16-16.5 Å'a kadar çıkması bu görüşü doğrulamaktadır.

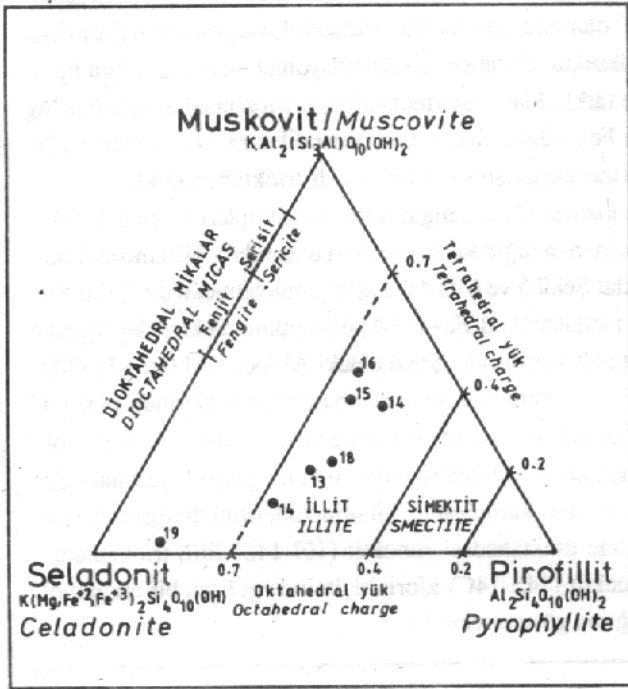
Illit : Dioktahedral karakterdeki bu kil minerallerinin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri yaşlara göre farklılıklar göstermektedir (Çizelge-2). Örneğin tetrahedral Si-Al süstitüsyonu Eosen yaşlı illite önemsiz iken, diğer yaşlı birimlerinde belirgindir. Yine Eosen yaşlı illite oktahedral Al ve toplam oktahedral katyon miktarı, diğerlerine göre daha düşüktür. Bu değişimler üçgensel diyagramlarda daha açık görülmektedir. Hower ve Mowat'ın (1966) diyagramında (Şekil-2), illitlerden yüksek oktahedral tabaka yüküne sahip Eosen yaşlı olan seladonit köşesine yakın yerlerken, diğerleri açık illitik mineraller bölgesinde, dioktahedral mika-illit çizgisine paralel uzanmaktadırlar. Bu veri, illitlerin muskovitin kil boyu bileşenini temsil etmedikleri veya muskovitlerin potasyum kaybı ile açık illit bileşimine ulaştıklarını göstermektedir. Ayrıca, illitlerin toplam yaprak yüklerinin düşüklüğü (0.67-0.79), bunların ideal muskovit bileşiminde olmadıklarına işaret etmektedir. Bilindiği gibi, teorik olarak toplam yaprak yükü illitlerde yaklaşık 0.75, muskovitte ise 1.00'dir. Weaver ve Pollard (1973), illitlerin muskovitlerden daha az K_2O , daha çok SiO_2 , MgO ve H_2O içerdiklerini belirtmektedir. Bu bulguların ışığında, toplam yaprak yükü ve K içerikleri, diğer illitlere göre daha

	SİMEKTİT										ILLİT										KLORİT						
	Eosen					Ordovizyen					0.Kre.					Eosen					Kambro-Ordovizyen						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25		
SiO ₂	62.06	60.34	59.65	55.16	57.90	50.39	51.24	53.39	54.55	42.28	41.09	52.09	59.34	60.86	54.78	54.08	56.00	58.28	60.98	34.34	41.94	37.23	44.29	45.22	32.82		
TiO ₂	0.53	0.47	0.50	0.40	0.41	0.67	0.83	1.15	0.77	0.91	1.59	0.76	0.54	0.54	0.74	0.51	1.38	0.58	1.07	1.19	1.82	0.55	1.37	1.35	0.53		
Al ₂ O ₃	18.96	19.29	16.39	13.96	14.24	13.68	16.12	17.28	19.84	16.85	14.80	16.28	21.30	20.86	21.40	23.58	23.47	21.75	15.43	19.09	19.69	19.30	19.64	19.76	19.80		
Fe ₂ O ₃	5.77	3.85	7.31	12.78	11.00	14.69	11.16	11.16	8.85	17.83	19.12	9.44	4.37	3.96	7.02	5.80	5.67	4.30	6.78	20.84	15.58	18.79	13.55	13.34	19.27		
MnO	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.10	0.14	0.06	0.23	0.04	0.08	0.06	0.05	0.08	0.02	0.04	0.05	0.03	0.03	0.32	0.49	0.60	0.08	0.46	0.50		
MgO	2.45	2.10	1.92	8.61	7.25	11.10	6.00	4.00	2.95	4.00	2.95	4.00	2.95	4.00	2.95	2.91	1.63	2.38	2.54	13.28	9.82	11.79	7.38	8.80	16.88		
CaO	1.24	1.47	1.47	0.28	1.07	2.05	1.98	1.11	0.87	1.94	0.44	1.16	0.02	0.18	0.22	0.01	0.04	0.01	0.94	1.00	0.63	0.01	0.83	0.77	0.40		
Na ₂ O	0.61	0.24	0.25	1.21	1.15	1.21	1.12	0.99	0.25	1.66	0.56	2.30	2.17	1.92	0.66	0.56	1.02	1.34	1.49	1.40	2.81	1.15	2.27	3.13	0.51		
K ₂ O	1.96	2.55	2.89	1.35	1.41	0.54	1.00	1.73	2.00	1.30	2.13	0.75	5.65	5.78	7.65	8.72	6.33	6.36	6.45	0.11	0.21	0.27	0.34	0.15	0.25		
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.09	0.13	0.28	0.11	0.04	0.06	0.06	0.13	0.25	0.13	0.05	0.06	0.08	0.07	0.19	0.03	0.06	0.17	0.11	0.19	0.27	0.10	0.16		
A.K.	6.27	7.87	8.30	5.24	4.89	4.41	10.60	9.17	10.04	5.90	8.16	6.15	3.08	2.89	4.66	4.17	3.90	3.68	3.58	7.64	5.43	8.68	9.09	6.04	8.87		
Toplam	99.99	98.30	98.73	99.18	99.62	98.95	100.23	100.10	100.24	100.14	99.64	99.27	98.84	98.96	100.22	100.45	99.68	98.74	99.30	98.46	98.53	98.56	99.11	99.12	99.99		
Tetrahedral																											
Si	3.97	3.98	4.00	3.67	3.78	3.40	3.58	3.65	3.70	3.56	3.37	3.97	3.79	3.88	3.61	3.55	3.63	3.78	3.97	3.21	3.72	3.47	3.98	3.95	3.06		
Al	0.03	0.02	-	0.33	0.22	0.60	0.42	0.35	0.30	0.44	0.63	0.03	0.21	0.12	0.39	0.45	0.37	0.22	0.03	0.79	0.28	0.53	0.02	0.05	0.94		
Ty	0.03	0.02	-	0.33	0.22	0.60	0.42	0.35	0.30	0.44	0.63	0.03	0.21	0.12	0.39	0.45	0.37	0.22	0.03	0.79	0.28	0.53	0.02	0.05	0.94		
Oktaedral																											
Al	1.40	1.48	1.30	0.76	0.87	0.49	0.91	1.04	1.29	1.12	0.80	1.43	1.40	1.45	1.27	1.37	1.42	1.44	1.15	1.31	1.78	1.59	2.06	1.99	1.24		
Ti	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.04	0.05	0.10	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.07	0.03	0.05	0.08	0.12	0.04	0.09	0.09	0.04		
Fe	0.28	0.19	0.37	0.64	0.54	0.75	0.59	0.57	0.45	1.06	1.18	0.54	0.21	0.19	0.35	0.29	0.28	0.21	0.33	1.47	1.04	1.32	0.92	0.88	1.35		
Mn	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	-	0.02	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.04	0.05	0.01	0.03	0.04		
Mg	0.23	0.21	0.18	0.85	0.71	1.07	0.62	0.41	0.22	0.95	1.33	1.15	0.26	0.17	0.29	0.28	0.16	0.23	0.25	1.64	1.30	1.50	0.92	1.01	1.00		
TKK	1.94	1.90	1.88	2.27	2.14	2.35	2.16	2.08	2.00	3.20	3.41	3.17	1.90	1.84	1.95	1.97	1.93	1.91	1.78	4.53	4.28	4.50	4.00	4.66			
OY	0.38	0.49	0.51	0.02	0.27	-	0.12	0.11	0.18	0.32	-	0.61	0.53	0.62	0.40	0.37	0.30	0.47	0.86	-	0.38	0.61	0.84	0.95	0.01		
Yapraklar arası																											
Hg	-	-	-	-	-	0.05	-	-	0.07	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	0.21	-	0.14	0.07	0.14	0.36		
Ca	0.08	0.10	0.11	0.02	0.07	0.15	0.15	0.09	0.07	0.16	0.04	0.09	-	0.01	0.02	-	-	-	0.07	0.01	0.06	-	0.08	0.07	0.04		
Na	0.08	0.03	0.03	0.16	0.15	0.16	0.15	0.13	0.03	0.25	0.09	0.34	0.27	0.24	0.08	0.07	0.13	0.17	0.19	0.25	0.48	0.71	0.40	0.53	0.99		
K	0.16	0.22	0.25	0.11	0.12	0.05	0.09	0.15	0.17	0.13	0.22	0.07	0.46	0.47	0.64	0.73	0.52	0.53	0.54	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03		
P	-	-	0.01	0.01	0.02	0.01	-	-	-	0.01	0.02	0.01	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	
WHY	0.41	0.45	0.55	0.36	0.51	0.62	0.54	0.46	0.48	0.75	0.65	0.64	0.73	0.73	0.76	0.80	0.70	0.70	0.87	0.75	0.67	0.57	0.86	1.02	0.97		
TTY	0.40	0.49	0.51	0.35	0.49	0.60	0.54	0.46	0.48	0.76	0.63	0.64	0.74	0.74	0.79	0.79	0.67	0.68	0.89	0.79	0.66	0.54	0.86	1.00	0.95		

A.K.: Akeste kayıp (1000 C), Ty: Tetrahedral yük, TKK: Toplam oktaedral katyon, OY: Oktaedral yük, WHY: Yapraklar arası yük, TTY: Toplam yaprak yükü

Çizelge 2.: Kil minerallerinin kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri
Table 2: Chemical compositions and structural formulas of clay minerals.

yüksek olan Ordo-Silüryen yaşlı illitlerin, ideal muskovit bileşimine daha yakın oldukları ifade edilebilir.



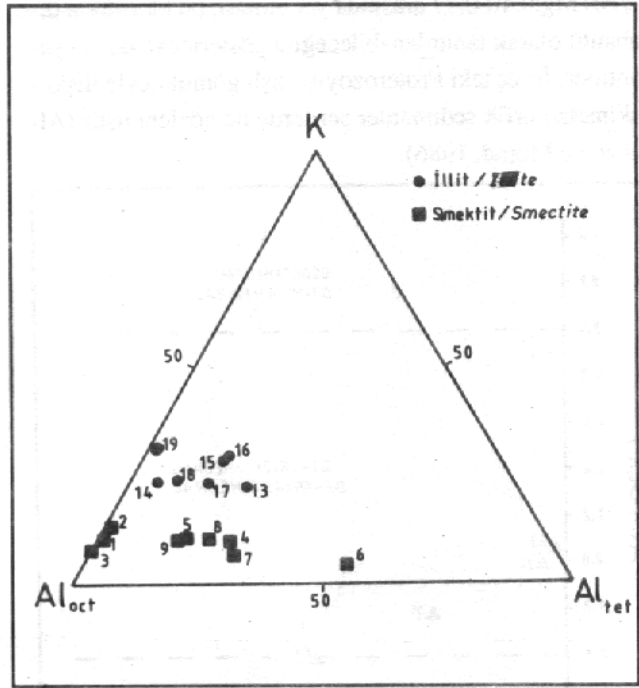
Şekil 2: İllitlerin muskovit-seladonit-pirofillit üçgen diyagramında bileşimsel değişimleri.

Figure 2: Compositional variations of the illites on the muscovite-celadonite-phrophyllite triangle diagram.

K-Al(tet.)-Al(oct.) diyagramında (Şekil-3), illitler simektitlerin bulunduğu oktahedral Al köşesine yakın bir dağılım göstermektedir. Şöyle ki; illitler, gömülmeye bağlı olarak P-T koşullarının artmasıyla, simektitlerin transformasyonları sonucu gelişmiş olmalıdırlar. Ancak, kristalin kayalardan taşınan illitlerde bu ortamda, pozitif transformasyona uğramış olmalıdırlar. Seladonit köşesinde yer alan Eosen yaşlı illitin kimyasal bileşiminin tipik seladonit için verilen değerlerden (Weaver ve Pollard, 1973) kısmen farklılık göstermesi, kil fraksiyonunda XRD ile belirlenen eser miktarda simektit ve kloritin yanı sıra, optik mikroskop ile belirlenen serisit varlığından kaynaklanmalıdır. İncekesit çalışmalarında çok az miktarda epiklastik bileşenlerin de gözlemlendiği seladonitli andezitik tüflerde bozunmuş feldspatoyid minerallerine (lösit, nefelin) rastlanması; seladonitin, K'ca zengin bir mineralden türemiş olabileceğini göstermektedir.

Eosen'deki andezitik volkanizmanın bozunma ürünlerinin simektit (Alt Eosen) veya illit (Orta Eosen) biçiminde belirgin farklılık göstermesi, bu zaman aralığında volkanizmanın mineralojik-kimyasal karakterinin de değiştiğine

işaret etmektedir.



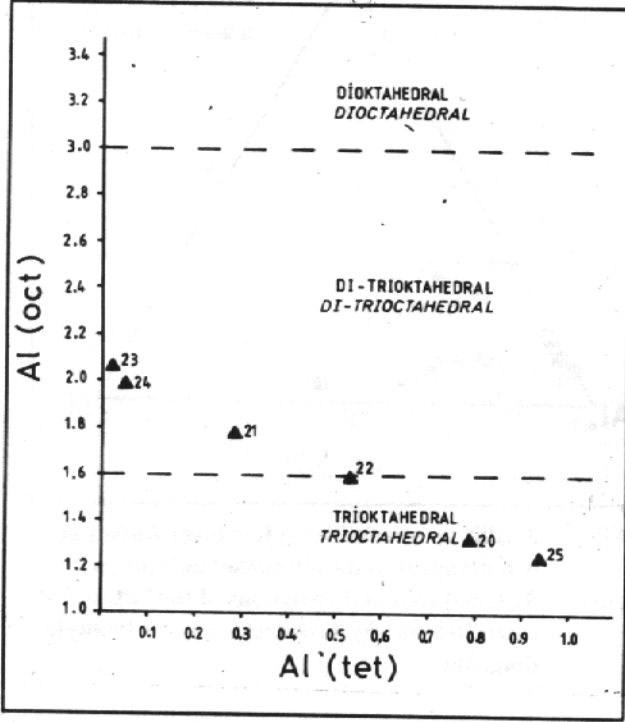
Şekil 3: İllit ve simektitlerin K-Al(tet.)-Al(oct) üçgen diyagramında bileşimsel değişimleri.

Figure 3: Compositional variations of the illites and smectites on the K-Al(tet.)-Al(oct) triangle diagram

Klorit : Kambro-Ordovizyen yaşlı meta-kumtaşlarının egemen kil minerali olan kloritlerin ana element bileşimleri değişiklikler sunmaktadır (Çizelge-2). Bunlardan tetrahedral Al süstitüsyonunun yüksek (0.53-0.94), oktaedrik Al süstitüsyonunun düşük olduğu üç klorit örneği (20, 22 ve 25 sıra nolu) trioktahedral bileşimdedir. Bunun tersine, Al'un tetrahedral süstitüsyonunun düşük (0.02-0.28), oktaedrik süstitüsyonunun ise yüksek olduğu diğer üç örnek ise di-trioktahedral bileşimine sahiptir. Bu çalışmada dioktahedral kloritlerin varlığı gözlenmemiştir. Kloritler arasındaki bu yapısal farklılıklar, Aldahan ve Morad'ın (1986) önerdiği diyagramda belirgin bir biçimde ayırtedilebilmektedir (Şekil-4). Diyagramda gözlemlendiği gibi tetrahedral Al-oktahedral Al arasında negatif bir korelasyon bulunmaktadır. Bu yönelim, kontakt metamorfik ve/veya gömülmeye bağlı epimetamorfik zonlanma ile ilişkili olabilir.

Foster (1962) sınıflaması esas alındığında, inceleme alanındaki trioktahedral kloritler, diyabantit olarak adlandırılabilirler. Bu araştırmacıya göre diyabantitlerde tetrahedral Si:3.10-3.40, oktaedrik Fe/Fe+Mg:0.25-0.75 arasında değişmektedir. İncelenen Kambro-Ordovizyen yaşlı triokta-

hedral kloritlerde tetrahedral Si: 3.06-3.47, oktahedral Fe/Fe+Mg:0.40-0.47 arasında yer alması, bu kloritlerin diyabantit olarak tanımlanabileceğini göstermektedir. Diyabantitler, İsveç'teki Proterozoyik yaşlı gömülmeye ilişkili ankimetamorfik sedimanter serilerde de gözlenmiştir (Al-dahan ve Morad, 1986).

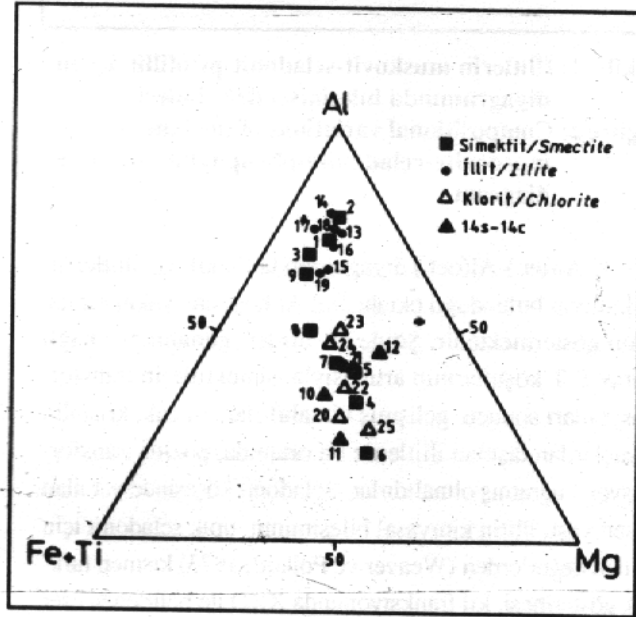


Şekil 4 : Kloritlerin Al(Oct)-Al(Tet) diyagramında sınıflandırılması
Figure 4 : Classification of the chlorites on the Al(Oct)-Al(Tet) diagram

* Bilindiği gibi, di-trioktahedral kloritlerde 2:1 tabakası (mika tabakası) trioktahedral bileşiminde olup Li içermeyenleri sudoyit olarak tanımlanmaktadır (Brindley ve Brown, 1980). Bu tanımlama kapsamında inceleme alanında belirlenen di-trioktahedral kloritler sudoyit olarak adlandırılmıştır. Bu mineralin değişik araştırmacılarca metalik cevher yataklarındaki ince taneli killerde bulunduğu belirtilmektedir (Bailey ve Tyler, 1960; Hayashi ve Oinuma, 1964). Sudoyitlerin kayaç oluşturan bir mineral olduğu ise ilk defa Franceschelli ve diğ. (1989) tarafından Kuzey Apeninlerde (İtalya) meta-siltası ve meta-psamitlerde saptanmıştır. Araştırmacılar, bu mineralin düşük dereceli metamorfizmada belirli fasiyesi (alt yeşil şist) belirlemede ayırtaç olduğunu ifade etmektedirler. İnceleme alanında Prekambriyen temel üzerinde yer alan Kambro-Ordovizyen yaşlı meta-klastiklerde sudoyitlerin gözlenmesi, bu birimin kontakt metamorfizma etkilerinin yanı sıra, gömülmeye bağlı düşük dereceli progresif metamorfizmaya uğradığının

diğer bir kanıtı olarak değerlendirilmiştir.

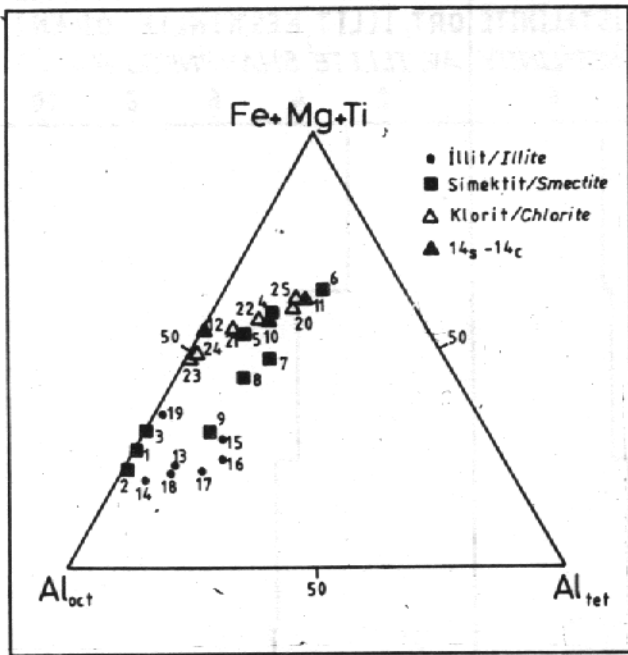
Diğer taraftan, trioktahedral kloritlerin, di-trioktahedral olanlara göre toplam oktaedrik katyon miktarları daha yüksektir. Oktahedral süstitüsyonlar da her iki klorit tipinde farklılıklar göstermektedir. Di-trioktahedral kloritler Mg ve Fe'ce daha fakirdirler. Yapraklararası katyonların miktarları karşılaştırıldığında ise di-trioktahedral kloritler, Na ve kısmen Ca'ca zengindirler. Klorit tipleri ve bu çalışmada belirlenen diğer kil mineralleri arasındaki bileşimsel farklılıklar Şekil 5 ve 6'da daha açık görülebilmektedir. Şekil 5'teki oktahedral Al-Fe+Ti-Mg diyagramında kloritler üçgenin orta-alt kesiminde, Şekil 6'daki Al (oct.)-Al (tet.)-Fe+Mg+Ti diyagramında ise üçgenin orta-üst kesiminde 14S-14C ve trioktahedral simektitler ile birlikte kümelenirken, dioktahedral simektitler ve illitler ayrı bir grup oluşturmaktadır. Bu iki ayrı kümeleşme, kil minerallerinin diyajenetik evriminde dioktahedral simektit-(10I-14S)-illit, trioktahedral simektit-(14S-14C)-klorit biçiminde gelişen bir etkinin olduğunu göstermektedir.



Şekil 5 : Kil minerallerinin Al-Fe+Ti-Mg üçgen diyagramında oktahedral bileşimlerinin değişimleri
Figure 5 : Octahedral compositional variations of the clay minerals on the Al-Fe+Ti-Mg triangle diagram

İLLİTLERİN KRİSTALİNİTESİ

Bilindiği gibi, illitlerde d(001) yansımasına karşılık gelen 10 Å' daki pikin yarı-yüksekliğindeki genişliği (mm) kristalinite olarak tanımlanmaktadır (Dunoyer De Segonzan, 1970). Yine aynı araştırmacı, kristalinite indeksi (CI) ile 5

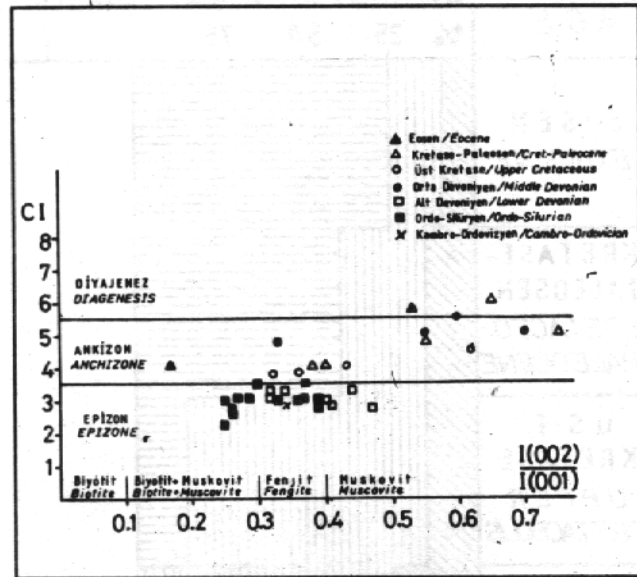


Şekil 6 :Kil minerallerinin Fe+Mg+Ti-Al (oct)-Al(tet) üçgen diyagramında bileşimsel değişimleri

Figure 6 : Compositional variations of clay minerals on the Fe+Mg+Ti-Al(oct)-Al(tet) triangle diagram

A* ve 10 A* daki sırasıyla d(002) ve d(001) yansımalarının şiddet oranları (002)/(001) arasındaki ilişkiden gidilerek diyajenez-ankimetaformizma-epimetamorfizma zonlarının belirlenebileceğini ortaya koymuştur. İnceleme alanında tanımlanan illitlerin XRD difraktogramlarından itibaren ölçülen kristalinite değerleri ve şiddet oranları (Çizelge-1), yukarıdaki araştırıcının geliştirdiği diyagramda kullanılmıştır (Şekil-7). Diyagramdan görüleceği üzere Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimlere ait illitler diyajenez-ankizon bölgesinde, Paleozoyik yaşlı birimlerden Orta Devoniyen'in illitleri ankizon; Alt Devoniyen, Ordo-Silüryen ve Kambro-Ordovizyen illitleri epizon bölgesinde yer almaktadır. Üst Kretase-Tersiyer yaşlı illitlerin kristalinitelerinin farklılığı, bu minerallerin detritik, transformasyon ve diyajenetik gibi farklı süreçlerin ürünleri olduğu biçiminde yorumlanmıştır. Buna karşın Paleozoyik yaşlı birimlerde üstten alta doğru kristalinitenin düzenli artışı, gömülmeyle ilişkili P-T koşullarının artmasından ileri gelmektedir. Diyajenetik zonda mineralojiden bağımsız olarak bütün polimorfik değişimlerin bulunabileceği ve kristalinitenin değişken olabileceği; ancak epizonda ise litolojiden bağımsız olarak 2M yapısının egemen, kristalinitenin yüksek ve yeknesak olduğu Dunayer De Segonzac (1970) tarafından da ifade edilmekte-

dir.



Şekil 7 : İllitlerde kristalinite indeksi ve şiddet oranları arasındaki ilişkiler

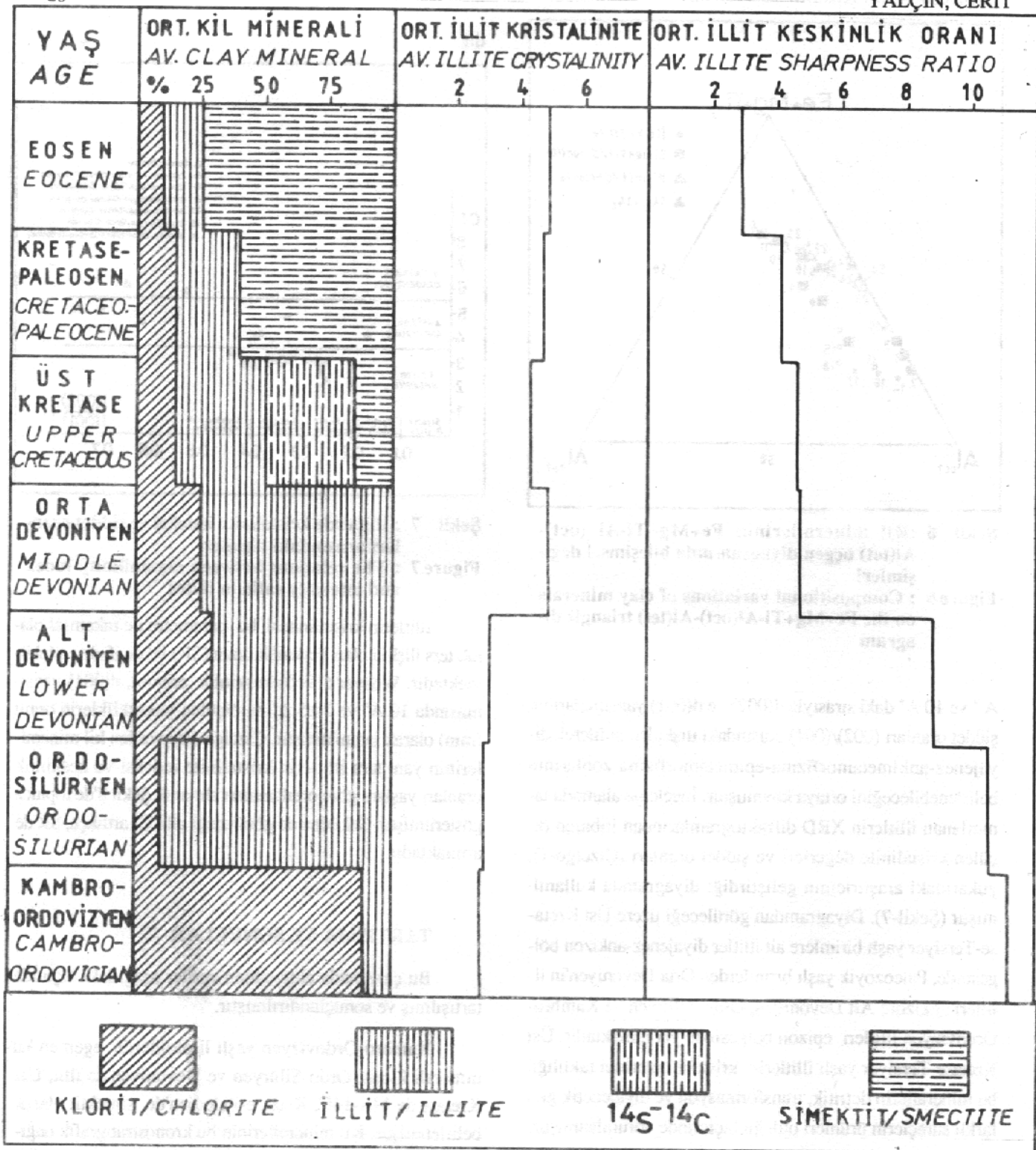
Figure 7 : The relations between crystallinity index and intensity ratio in illites

İllitlerin kristalinitesi, bu parametre ile rakamsal olarak ters ilişkili olan keskinlik oranı (SR) ile de ifade edilebilmektedir. Weaver (1960) keskinlik oranını, d(001) yansımasında 10 A* ve 10.5 A* da ölçülen yüksekliklerin oranı (mm) olarak tanımlamıştır. Çizelge 1'de verilen kil minerallerinin yanı sıra illitlerin kristalinite indeksi ve keskinlik oranları yaşlara göre ortalamaları alınarak Şekil 8'de topluca gösterilmiştir. Şekilden de görüleceği gibi CI arttıkça, SR de artmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen veriler aşağıdaki biçimde tartışılmış ve sonuçlandırılmıştır.

Kambro-Ordovizyen yaşlı litolojilerde egemen kil minerali klorit, Ordo-Silüryen ve Devoniyen'de illit, Üst Kretase'de 14S-14C, Kretase-Paleojen'de simektit olarak belirlenmiştir. Kil minerallerinin bu kronostratigrafik dağılımları ve transformasyonları göz önüne alındığında, Üst Kretase-Paleojen'in düşük dereceli diyajenez (sığ gömülme), Orta Devoniyen'in yüksek dereceli diyajenez/ankimetaformizma (derin gömülme) ve Kambriyen-Alt Devoniyen'in düşük dereceli metamorfizma koşullarına sahip oldukları belirlenmiştir. Diğer bir ifadeyle Üst Kretase-Paleojen yaşlı kil mineralleri klastik sedimantasyon ve yüzeysel çözelti kimyasının, Paleozoyik yaşlı kil mineralleri ise baş-



Şekil 8 : Kil minerallerinin kronostratigrafik dağılımları
Figure 8 : Chronostratigraphic distributions of clay minerals

langıçta detritik dahi olsalar P-T koşullarının etkilerini taşımaktadırlar. Üst Kretase'den itibaren bölgenin önemli bir gömülmenin etkisinde kalmadığı görüşü, Bolu kuzeydoğusunda daha önce de ortaya konulmuştur (Yalçın ve diğ., 1987).

Üst Kretase ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı dioktahedral bileşimli simektitler; montmorillonit, Eosen yaşlı trioktahedral olanlar Al-Fe saponit, dioktahedral simektitler ise Fe-baydelit türü kil mineralleri olarak tanımlanmıştır. Bunlardan volkanojenik malzeme ile ilişkili simektitler,

volkanik camın killeşmesi sonucunda oluşmuşlardır. Üst Kretase-Paleosen yaşlı diğer simektitler ile birlikte illit, klorit ve 14S-14C mineralleri de klastik kökenlidir. İllitlerden sadece Paleozayik yaşlı olanlar ideal muskovit bileşimine yakın kimyasal özellikler taşımaktayken genç birimdekiler açık illit (K kaybı) bileşimindedirler. Çalışma alanında volkanojenik malzemede bozunma sonucu farklı türde kil minerallerinin oluşumunun, kayaç türü, dolayısıyla mineralojik-kimyasal bileşim ve bağlayıcı malzeme/kristal oranı tarafından denetleneceği ortaya konulmuştur. Bu alanda, bağlayıcı malzeme/kristal oranı yüksek, açık renkli minerallerin egemen olduğu kalkalkali volkanik kayaçlarda ve bunların piroklastik eşdeğerlerinde simektit, buna karşın bağlayıcı malzemenin düşük, feldispatoyid ve alkali feldispat içeren alkali volkanik ve piroklastik kayaçlarda seladonit veya illit gelişmektedir. Koyu renkli minerallerin egemen olduğu magmatik kayaçlarda ise klorit veya 14S-14C türlü kil minerallerine dönüşüm olabilmektedir.

Kambro-Ordovizyen yaşlı litolojilerdeki kloritler, trioktahedral ve di-trioktahedral olmak üzere iki farklı tip ile temsil edilmektedir. Bunlardan trioktahedral kloritler diyabantit, di-trioktahedral kloritler sudoyit bileşimindedir. Bu minerallerden sudoyit düşük dereceli metamorfik kayaçlarda bu çalışma kapsamında Türkiye'de ilk defa tanımlanmıştır. Kontakt ve/veya epimetamorfizmaya bağlı olarak di-trioktahedral klorit biçiminde bir dikey ve/veya yanal değişim bulunmaktadır.

Bolu masifi çevresinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı serilerde gözlenen dolomit minerali, Paleosen'in tabanını karakterize edebilir. Ülkemizdeki konkordan serilerde Kretase-Tersiyer sınırının paleontolojik yöntemlerle belirlenmesinin yetersiz kaldığı durumlarda, Mg bakımından zengin kil ve/veya karbonat minerallerinin kullanılmasının yararlı olacağı ifade edilmektedir (Yalçın ve diğ., 1987; Bayhan ve Yalçın, 1990; Bozkaya ve Yalçın, 1991; Yalçın ve İnan, 1991).

TEŞEKKÜR

Bu araştırmanın hazırlanmasında görüş ve eleştirileri ile değerli katkılarda bulunan Prof.Dr.Baysal Batman'a (H.Ü.), arazi ve laboratuvar çalışmalarına verdikleri destekten dolayı M.T.A. Genel Müdürlüğü ve Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne, kimyasal analizlerin yapılmasındaki yardımları için Uzman Kimya Mühendisi Fatma Yalçın ve Ümit Şengül'e (C.Ü.) teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aldahan, A.A., Morad, S., 1986. Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in Proterozoic sandstones from Sweden, *Amer. J. Sci.*, 286, 29-80.
- Bailey, S.W., Tyler, S.A., 1960. Clay minerals associated with the Lake Superior iron ores. *Econ. Geol.*, 55, 150-175.
- Bayhan, E., Yalçın, H., 1990. Burdur Gölü çevresindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter istifin tüm kayaç ve kil mineralojisi. *M.T.A. Derg.*, 111, 73-87.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1991. An approach to Upper Cretaceous-Tertiary transition by using clay and carbonate mineralogy, Malatya-Hekimhan province, Eastern Turkey. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, *Proceedings v.1*, p.141-146.
- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society, London*, 495 p.
- Caillère, S., Hénin, S., 1963. *Minéralogie des Argiles*. Masson et Cie, Paris, 355p.
- Cerit, O., 1990. Bolu Masifinin jeolojik ve tektonik incelenmesi. H.Ü.Fen Bilimleri Enst., Ankara, Doktora Tezi, 217 s. (yayınlanmamış).
- Dunoyer De Segonzac, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. *Sedimentology*, 15, 281-346.
- Foster, M.D., 1962. Interpretation of the composition of the chlorites. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 414-A, 33p.
- Franceschelli, M., Mellini, M., Memmi, I., Ricci, C.A., 1989. Sudoite, a rock forming mineral in Verrucano of the Northern Apennines (Italy) and the sudoite-chloritoid-pyrophyllite assemblage in prograde metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 274-279.
- Hayashi, H., Oinuma, K., 1964. Aluminian chlorite from Kamikata mine, Japan. *Clays and Clay Min.*, 18, 285-306.
- Hower, J., Mowatt, T.C., 1966. The mineralogy of illites and mixed-layer illite-montmorillonite. *Amer.*

Min., 51, 825-854.

- Weaver, C.E., 1960. Possible uses of clay minerals in search for oil. AAPG Bull., 44, 1505-1518.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973. The chemistry of Clay-Minerals. Elsevier, Developments in Sedimentology 15, 213 p.
- Yalçın, H., İnan, N., 1991. Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal yaklaşımlar. Türkiye Jeoloji Bülteni (İncelemede).
- Yalçın, H., Cerit, Ö., Sezen, T.F., Batman, B., 1987. Mengen-Pazarköy yöresinin kil mineralojisi (Bolu KD). III. Ulusal Kil Semp., ODTÜ, Ankara, 21-27 Eylül, Bildiriler Kitabı, s.83-98.

KIRKA BASENİNDE DİYAJENETİK SİLİKAT VE KARBONAT MİNERALLERİNİN İNCELENMESİ

Investigation of diagenetic silicate and carbonate minerals in the Kirka basin

Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

M.Niyaz GÜNDOĞDU, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Beytepe-Ankara

Nicole LIEWIG, CNRS-CGS, Strasbourg, France

ÖZ : Borat içeren Neojen yaşlı Kirka gölsel baseninde gerçekleştirilen bu çalışmada, sedimanter birimlerde gözlenen bazı neoformasyon minerallerinin dağılımları ve oluşumları araştırılmıştır. Piroklastik ve kimyasal sedimantasyon süreçlerinin etkisi ile gelişen diyajenetik silikat mineralleri; kil, klinoptiolit/höylendit, filipsit, kuvars, opal-CT ve K-feldispat, karbonat mineralleri ise yaygın olarak kalsit, dolomit ve stronsiyonit'tir. Bu minerallerin oluşumunu sağlayan elementlerden Si, Al, K, Na ve Sr volkanojenik ve hidrotermal, Ca ve Mg genellikle yüzeysel taşınma ile ilgili detritik kaynaklı kanyonlardır. Karaören formasyonu tüflerinde kil, klinoptiolit/höylendit, filipsit ve K-feldispat, Sarıkaya formasyonu karbonat kayalarında ise kalsit, kalsit+dolomit, dolomit biçiminde yanal ve düşey mineralojik zonlanmalar ortaya çıkmıştır.

ABSTRACT : In this study, which is made in Kirka lacustrine basin with borate of Neogene age, the distributions and formations of some neoformation minerals within the sedimentary units have been investigated. Diagenetic minerals, which are developed with an effect of pyroclastic and chemical sedimentation processes, silicate minerals are clay, clinoptilolite/heulandite, phillipsite, quartz, opal-CT, K-feldspar; carbonate minerals are calcite, dolomite, strontianite in common. The elements, which were contributed to formation of these minerals, Si, Al, K, Na and Sr are volcanogenic and hydrothermal origin, Ca and Mg are generally detrital originated cations related to surficial transportation. Lateral and vertical mineralogical zonings have come into existence, such as clay, clinoptilolite/heulandite, phillipsite and K-feldspar within the tuffs of Karaören formation and calcite, calcite+dolomite, dolomite within the carbonate rocks of Sarıkaya formation.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Kuzeybatı Anadolu'da Eskişehir'in 60 km güneyinde işlemlen borat yataklarının bulunduğu Kirka kasabası çevresinde yer almakta (Şekil-1) ve J24 b1-b2-b3-b4-c1-c2, J25 a1-a4-d1 topografik paftaları içinde kalmaktadır (535 km²).

Kirka baseninde şimdiye kadar çeşitli çalışmalar yapılmış ve borat yatağının jeolojisi, mineralojisi ve kökeni (İnan et al., 1973; Baysal, 1972; Sunder, 1980; Gök ve diğ., 1980; Yalçın, 1989/1990; Yalçın ve Baysal, 1992), kil mineralojisi (Ataman ve Baysal, 1978; Yalçın et al., 1989), volkanik ürünlerin jeokronolojisi ve jeokimyası (Sunder, 1982; Yalçın ve diğ., 1988) konusunda önemli bilgiler elde edilmiştir. Ancak, tüm volkanosedimanter baseni kapsayan, borat dışındaki minerallerin de oluşumunu, diyajenetik, mineralojik ve jeokimyasal evrimlerini ortaya koyacak bir çalışma yapılmamıştır. Bu eksikliği gidermek amacıyla, Kirka base-

ninde killi-karbonatlı-tüflü kayalardan oluşan sedimanter birimler (Şekil-2) üzerinde çalışmalar yoğunlaştırılmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Volkanosedimanter istifi oluşturan kayalardaki minerallerin dağılımlarına, oluşumlarına ve diyajenetik evrimlerine açıklık getirmek amacıyla optik mikroskopi (OM), X-ışınları Difraksiyonu tüm kayaç (XRD-TK) ve Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) incelemeleri yapılmıştır.

OM incelemeleri, H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde hazırlanan kayaç (yaygın olarak piroklastik, karbonat, silis ve volkanik kayalar) ve mineral (borat) incekesitleri üzerinde Leitz marka binoküler, alttan aydınlatmalı mikroskopla yapılmıştır. Bu yöntem ile kayaçların dokuları ile onları oluşturan mineraller ve olası değişimler tanımlanmış ve böylece adlandırılmaları mümkün olmuştur.

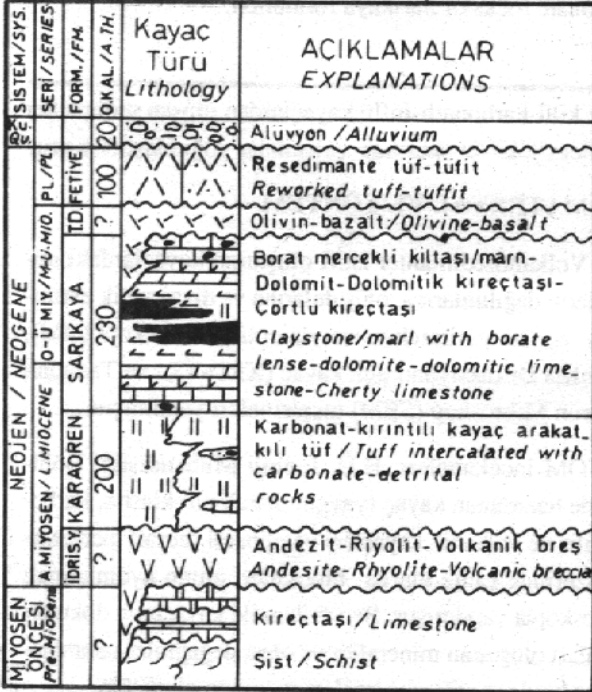
X-ışınları tümkayaç çözümlenmeleri, H.Ü. Jeoloji Mü-

hendisliği Bölümü'nde Philips PW 1140 model difrakto-
metrede gerçekleştirilmiştir. İnceleme alanındaki kayaçla-
rın büyük çoğunluğunun submikroskopik olması nedeniyle
oldukça sık kullanılan bu yöntem ile kayaçlardaki bileşenler
tanımlanmış (A.S.T.M., 1972) ve yarı nicel yüzdeleri he-
saplanmıştır (Gündoğdu ve Yılmaz, 1983).



Şekil 1 : Çalışma alanının bulduru haritası
Figure 1 : The location map of study area

SEM incelemeleri, Strasbourg Jeoloji Enstitüsü'nde
(Fransa) JEOL JSM-840 tip, 40.000 büyütme mikroskopta
gerçekleştirilmiştir. Bu yöntem ile XRD'de belirlenen sub-
mikroskopik minerallerin şekil, biçim ve boyut gibi morfo-
lojik özellikleri, olası mineral dönüşümleri ve diğer bile-
şenlerle olan dokusal ilişkiler belirlenmiştir.



Şekil 2 : Kırka baseninin basitleştirilmiş dikme
kesiti (Ölçeksiz)
Figure 2 : Simplified stratigraphic column of the
Kırka basin (Not to scale)

SEDİMANTER BİRİMLERİN MİNERALOGİK- PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Karaören Formasyonu

Piroklastik ve karbonat kayaçlarında gerçekleştirilen
OM (94 adet) ve XRD-TK (306 adet) incelemeleri birimin
değişik silikat (klinoptilotit, filipsit, kuvars, opal-CT, K-
feldispat, plajiyoklaz, biyotit, hornblend, kil mineralleri,
muskovit), karbonat (kalsit, dolomit, eser miktarda arago-
nit), jips ve demir oksit minerallerinin yanısıra kayaç parça-
cıkları içerdikleri belirlenmiştir.

Karasal ve gölsel fasiyesteki piroklastik kayaçlar, vit-
roklastik-porfirik dokuya sahiptir. Plajiyoklaz (anortit içe-
riği=%35-45), kuvars, sanidin, biyotit ve nadiren de horn-
blend pirojenik mineralleri temsil eden fenokristallerdir.
Kayacın hamurunu ise toz boyutundaki (1/16 mm'den kü-
çük; Schmid, 1981) volkanik cam kıymıkları ile pomzalar
ve feldispat mikrolitleri oluşturmaktadır. Gerek karasal, ge-
reksse basenin güney ve orta kesimindeki piroklastik kayaç-
lar, Schmid (1981)'in sınıflamasına göre camsı kül tuf, ku-
zeydekiler kristal kül tuf olarak adlandırılmıştır. Tüfler, ta-
nımlanabilen bileşenlerine ve modal çözümlerine göre (Ku-
vars=%25-40, Alkali Feldispat=%20-35, Plajiyok-
laz=%30-60) riyolit-riyodasit bileşimindedir (Streckeisen,
1967, 1979).

Ayrıca, gölsel fasiyesteki camsı kül tüflerinde, ince
uzun lifsi dokudaki, yer yer bükülmüş gözenekli pomza kı-
ymıkları bol miktarda bulunmaktadır. Kahverengi-siyah
bağlayıcı malzemede ve pomzalarda killeşme-opaklaşma,
otijenik kuvars-kalsedon oluşumları gelişmiştir. Pirojenik
kuvarlarda çözünme-yeniden kristallenme ve/veya kenar-
larından itibaren mikrokristalin büyüme ve yığılımlar biçi-
minde silis neoformasyonlarına da sık sık rastlanmakta-
dır.

Basenin kenar kesimlerindeki volkanosedimenter ka-
yaçlarda; andezit, riyolit ve kireçtaşı parçacıkları ile musko-
vit, klorit, epidot ve zirkon gibi detritik mineraller bulun-
maktadır. Epiklastik/piroklastik malzeme oranına ve tane
boyuna göre bu piroklastik-epiklastik karışım kayaçlarına
(tüfitler) tüflü kumtaşı adı verilmiştir (Schmid, 1981). %
25'den az piroklastik malzeme içeren epiklastik sedimenter
kayaçlarda kuvars-feldispat-kayaç parçacıkları yüzdesine
göre grovak veya kayaç parçacıkları kumtaşı olarak adlan-
dırılmıştır (Andel, 1958; Travis, 1970). Tuf ve tüfitlerde ge-
rek bağlayıcı malzemede, gerekse gözeneklerde çökemiş
spatiik karbonat çimentonun oranı önemli miktara ulaş-
makta, yer yer de volkanojenik ürünlerin toplam yüzdesini

geçmektedir. Bu tür kayaçlar da karbonatlı camı veya kristal kül tüf biçiminde tanımlanmıştır.

Piroklastik kayaçlarda, ince ve iri taneli volkanik malzemenin ve/veya karbonatlı seviyelerin ardalanmasından meydana gelen mikrolaminasyon ile ince ve iri kristallerin basit ve çoklu tekrarlanması ile ortaya çıkan mikroderecelenme/mikro dikey tane boylanması, sulu ortamda gelişmiş tüfleri, karasal eşdeğerlerinden ayırt etmede önemli bir ölçütü oluşturmaktadır.

Tüflerle arakatlı yer yer de ardalanmalı karbonat kayaçlarının OM incelemeleri, kalsit egemen olduğu kayaçların sparitik (sparit, mikrosparit, dolomitli sparit, çörtlü sparit, oosparit), dolomit ana mineral olduğu kayaçlarda ise mikritik (dolomikrit) bünyeli (Folk, 1968) olduklarını göstermiştir. Karbonat kayaçlarında pirojenik ve detritik mineraller (kuvars, plajiyoklaz, sanidin, biyotit, muskovit, opak mineral) ile bağlayıcı malzemede mikrokristalin kuvars/kalsedon oluşumlarında gözlenmektedir.

Karbonat kayaçlarda allokemi temsil eden oolitler yer yer pizolit büyüklüğüne (çapı 2 mm'den büyük, Blatt, 1982) ulaşmaktadır. Yuvarlak-küresel oolit-pizolitler, konsantrik iç yapıya sahip olup merkezinde mineral, fosil veya herhangi bir bileşen bulunmamaktadır. Bu gözlemler ile Pray ve Estaban'ın (1977) çalışmaları, bu tür oluşumların hipersalin (tuzlu) ortamlarda inorganik olarak oluşabileceğini göstermektedir.

Tüflerde belirlenen minerallerden killi (simektit), volkanik cam kıymıkları üzerinde gelişmiş, ince levhamsı partiküller halindedir (Levha 1,A). Tüflerdeki klinoptilolit kristalleri, 5-20 mikron uzunluğunda 1-2 mikron kalınlığında olup tipik monoklinik simetriye sahiptir (Levha 1,B). Klihoptilolitler ile birlikte bulunan 1 mikrondan küçük opal-CT sperülitleri, 10-15 mikron çapında yumaklar oluşturmaktadır (Levha 1,C). SEM mikrofotografılarında görüldüğü gibi, klinoptilolit cam üzerinde gelişirken, opal-CT gözeneklerde büyümüştür. Bu veriler, ilk oluşan minerallerin klinoptilolit olduğunu, opal-CT'nin ise daha sonra oluştuğunu vurgulamaktadır. Diğer zeolit minerallerinden filipsit, 10-15 mikron uzunluğunda, 3-5 mikron kalınlığında olup rozetler oluşturmaktadır (Levha 1,D). Ayrıca bu mineraller c-eksenine paralel dilimin yüzeyleri boyunca ve bu eksene dik çatlaklar içermektedir. Birçok psödo-ortorombik filipsitler için tipik olan bu kırılmalar sonucu kristaller daha küçük parçalara ayrılmıştır. İnceleme alanındaki tüflerde gözlenen diğer bir neoformasyon minerali de K-feldispat'tır. Monoklinik simetriye sahip bu mineral 5-15 mik-

ron uzunluğunda ve yaklaşık 5 mikron kalınlığındadır (Levha 2,A).K-feldispat ile birlikte bulunan opal-CT yumaklarının birbirleriyle birleşerek 50 mikrondan daha büyük iri yumaklar oluşturduğu dikkati çekmektedir (Levha 2,B). Bu iki mineral arasındaki dokusal ilişkiler, opal-CT'nin en son oluşan mineral olduğuna işaret etmektedir. Başka bir örnekte yapılan SEM incelemelerinde ise K-feldispatın volkanik cam üzerinde büyüdüğü gözlenmiştir (Levha 2,C). Aynı fotoğrafın ayrıntılı görünümü (Levha 2,D), K-feldispatların yanındaki simektitlerin bağlayıcı malzemeyi oluşturduğunu göstermektedir. Bu gözlemler, simektitin K-feldispattan önce oluştuğunu ortaya koymaktadır.

Basenin güneydoğusundaki hidrotermal kaolinit yatağından alınan örneklerin SEM incelemelerine göre, bu fasiyesteki kuvars mineralleri, yaklaşık 10 mikron büyüklüğünde olup yüzeylerindeki koordinasyon çizgileri ve poligonal üçlü-nokta dokusu belirgindir (Levha 3,A). Kayacın gözeneklerinde ise kuvarsla birlikte psödo-hekzagonal levhalar biçiminde, büyüklüğü 1-20 mikron, kalınlığı 1 mikrondan küçük koalinitler bulunmaktadır. Öte yandan, karbonatlı tüflerin boşluklarında ve/veya bağlayıcı malzemesindeki kalsit mineralleri 10 mikrondan büyük olup tipik trigonal simetrisi ile kolayca tanımlanmaktadır (Levha3,B). Diğer karbonat minerallerinden dolomit karbonat kayaçlarında 1-5 mikron büyüklüğünde, yarı özsekilli kristaller halinde gözlenmektedir (Levha 3,C). XRD-TK çözümlenmeleri ile kristalinitelerinin de kötü olduğu belirlenen bu dolomitlerin bütün yüzeylerinin gelişmemiş olması, söz konusu mineralin ideal kimyasal bileşime ulaşmamış olmasından kaynaklanmaktadır. Gerçekte jeokimyasal incelemeler bu mineralin Mg/Ca oranının 1'den oldukça küçük olduğunu göstermiştir (Yalçın, 1988).

Sarıkaya Formasyonu

Bu litostratigrafik birimin killi-karbonatlı-silisli-tüflü kayaçlarında yapılan OM (55 adet) ve XRD-TK (355 adet) incelemelerine göre karbonat (kalsit, dolomit, stronsiyonit, aragonit, manyezit), silis (opal-A, opal-CT, kuvars), feldispat (plajiyoklaz, K-feldispat), kil, biyotit, hornblend ve değişik borat minerallerinin (Yalçın ve Baysal, 1992) varlığı saptanmıştır.

Birimin ana litolojisini oluşturan karbonat kayaçlarının adlandırılmasında, bunların dokusal özelliklerinin yanı sıra XRD-TK bileşimleri de gözönünde tutulmuş ve aşağıdaki genellemenin yapılmasına olanak sağlanmıştır. Boratların da yer aldığı killi-karbonatlı zon mikritik (dolomitik mikrit, dolomikrit, çörtlü dolomikrit), bu zonun alt ve üst

kesimlerinde yer alan dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşlarının sırasıyla dismikritik (dolomitik dismikrit, çörtlü dolodis-mikrit) ve sparitik (sparit, mikrosparit, dolomitik mikrosparit, dolomitik sparit, çörtlü sparit, çörtlü mikrosparit) özelliğindedir. Diğer bir ifadeyle, karbonat kayaçları alttan üste doğru sparit-dolomitik dismikrit-dolomitik dismikrit-sparit şeklinde petrografik zonlanma göstermektedir. Belirlenen bu karbonat dağılımının, ortamın kimyasal bileşimi (Mg/Ca oranı), evaporasyon (borat oluşumu) ve tektonik hareketler (sinsedimanter faylanmalar) tarafından denetlendiği düşünülmektedir (Yalçın, 1988).

Karbonat kayaçlarındaki silis oluşumlarının ana minerallerini kolloidal jel dokusuna sahip opal-A ve opal-CT ile mikrokristalin kuvars oluşturmakta olup minerallerde yapısal-dokusal bir geçişin var olduğu gözlenmiştir. Killi-karbonatlı kayaçlarla arakatlı camı kül tüfler riyodasit bileşiminde olup plajiyoklaz, kuvars, sanidin, biyotit ve hornblend içermektedir.

Karbonat kayaçlarının esas minerallerinden olan kalsit, özşekilli romboedrik kristal topluluklarından oluşmaktadır (Levha 3,D). Oldukça düzgün yüzeylere sahip kalsit minerallerinin büyüklükleri 2-10 mikron arasında değişmektedir. Karbonat minerallerinden Mg içeriği ile kristal morfolojileri arasındaki ilişkileri inceleyen Folk (1974), yüksek Mg-kalsitlerin lifsi, düşük Mg-kalsitlerin çok yüzeyli biçimde geliştiğini, bunlardan lifsi kalsitlerin yavaş, özşekilli olanların ise hızlı olarak büyüdüklarını belirtmektedir. İnceleme alanındaki kalsitlerin düşük Mg içerikleri (Yalçın, 1988), yukarıdaki araştırmacının görüşlerini doğrulamaktadır.

Diğer karbonat minerallerinden dolomit, kalsite göre daha küçük (1-5 mikron) olup özşekilli, romboedrik kristaller olarak bulunmaktadır (Levha 4,A). Bu tür ince romboedrik dolomitlerin oldukça sulu çözeltilerden yavaş kristalizasyon sonucunda oluştuğu belirtilmektedir (Folk ve Land, 1975). Dolomitlerdeki iri kristal değişimlerinin ise yüzeye yakın koşullarda, tuzlu ortamlarda geliştiği Folk ve Seidlecka (1974) ile Weaver (1975) tarafından ifade edilmektedir.

Boratlı seviyede killi-karbonatlı kayaçlarla arakatlı olarak bulunan tüflerin bağlayıcı malzemesinde K-feldispat ve simektitlerin birlikte buldukları gözlenmektedir. Kayaçtaki pomzaların ilksel lifsi dokusu korunmuş olup liflerin kenarları birbirine paraleldir (Levha 4,B). Aynı kayacın detay görünümü (Levha 4,C), özellikle 5-10 mikron büyüklüğündeki K-feldispatların tanınmasını kolaylaştırmakta-

dır.

Karbonatlarla ardalanmalı çörtlü seviyelerdeki kuvars, özşekilli ve iyi gelişmiş yüzeylere sahip olup tane büyüklükleri 20 mikronu geçmektedir. Kuvarsın kristal yüzeylerindeki keskin kırılmalar ve koordinasyon çizgileri ile poligonal üçlü nokta dokusu (Le Roux ve Lackson, 1978) belirgin ve tipiktir (Levha 4,D).

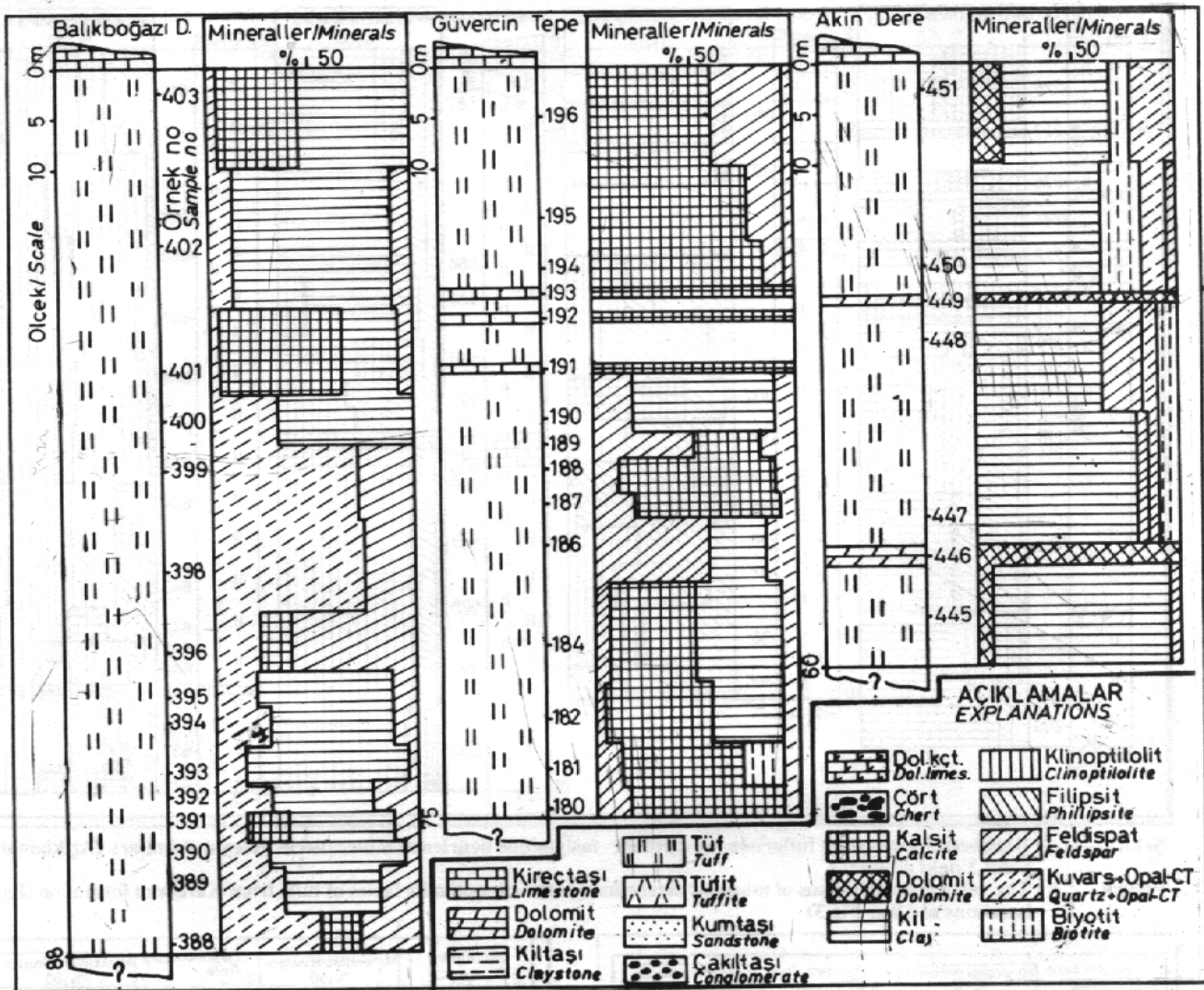
Fetiye Formasyonu

Dokusal özellikleri ve türedikleri kayaç grupları gözüne alınarak resedimente camı veya kristal kül tuf-tüfit olarak adlandırılan birimin piroklastik kayaçlarında OM (11 adet) ve XRD-TK (20 adet) çözümlenmelerine göre, volkanojenik (kuvars, plajiyoklaz, sanidin, biyotit, hornblend) detritik (muskovit, klorit) ve neoforme mineraller (kil, opal-CT, klinoptilolit) ile kayaç parçacıkları (andezit, riyolit, bazalt, şist, gnays, kireçtaşı, çört) önemli miktarlarda bulunmaktadır. Kayacın bağlayıcı malzemesini karbonat çimento ile cam kıymıkları ve pomzalar oluşturmaktadır.

NEOFORMASYON MİNERALLERİNİN DAĞILIMI

Karaören Formasyonu

Birimin dikey yöndeki değişimlerini belirlemek amacıyla 10 ölçülü kesite ve 1 sondaja ait dikme kesitte ana minerallerin dağılımları incelenmiştir. Basenin kenar kesimlerini temsil eden volkanik cam-kil zonunda kalsit, kil mineralleri, opal A/CT, kuvars en bol bulunan minerallerdir (Şekil 3). Karbonatlı tuf seviyelerinde karbonat/piroklast oranına göre pirojenik ve neoforme minerallerin miktarı değişmektedir. Basenin merkezi kesimlerine doğru gelişen klinoptilolit zonunda (Şekil 4), kil mineralleri zeolitleşmenin gelişmediği tüflerde bol olarak bulunmaktadır. Klinoptilolit ile kil mineralleri arasında bolluk bakımından gözlenen bu negatif ilişkiye birçok araştırmacı (Sheppard ve Gude, 1968; Papke, 1972; Surdam ve Parker, 1972; Boles ve Surdam, 1979; Gündoğdu, 1982, Yalçın ve Gündoğdu, 1985) da işaret etmektedir. Kuvars, opal-CT ve feldispatın miktarı havzanın merkezi ve kuzey kesiminde, biyotit yüzdesi ise bölgenin kuzeybatısında nisbeten artmaktadır. Bir Na-zeolit minerali olan filipsitin bulunduğu zonda, tüflerde kil ve feldispat, karbonat kayaçlarında dolomit önemli olmaktadır (Şekil 5). Basenin kuzeyini temsil eden K-feldispat fasiyesinde ise, kuvars, opal-CT, kil ve dolomit egemen mineralleri oluşturmaktadır (Şekil 6).



Şekil 3: Karaören formasyonu tüflerinin volkanik cam-kil fasiyesinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları

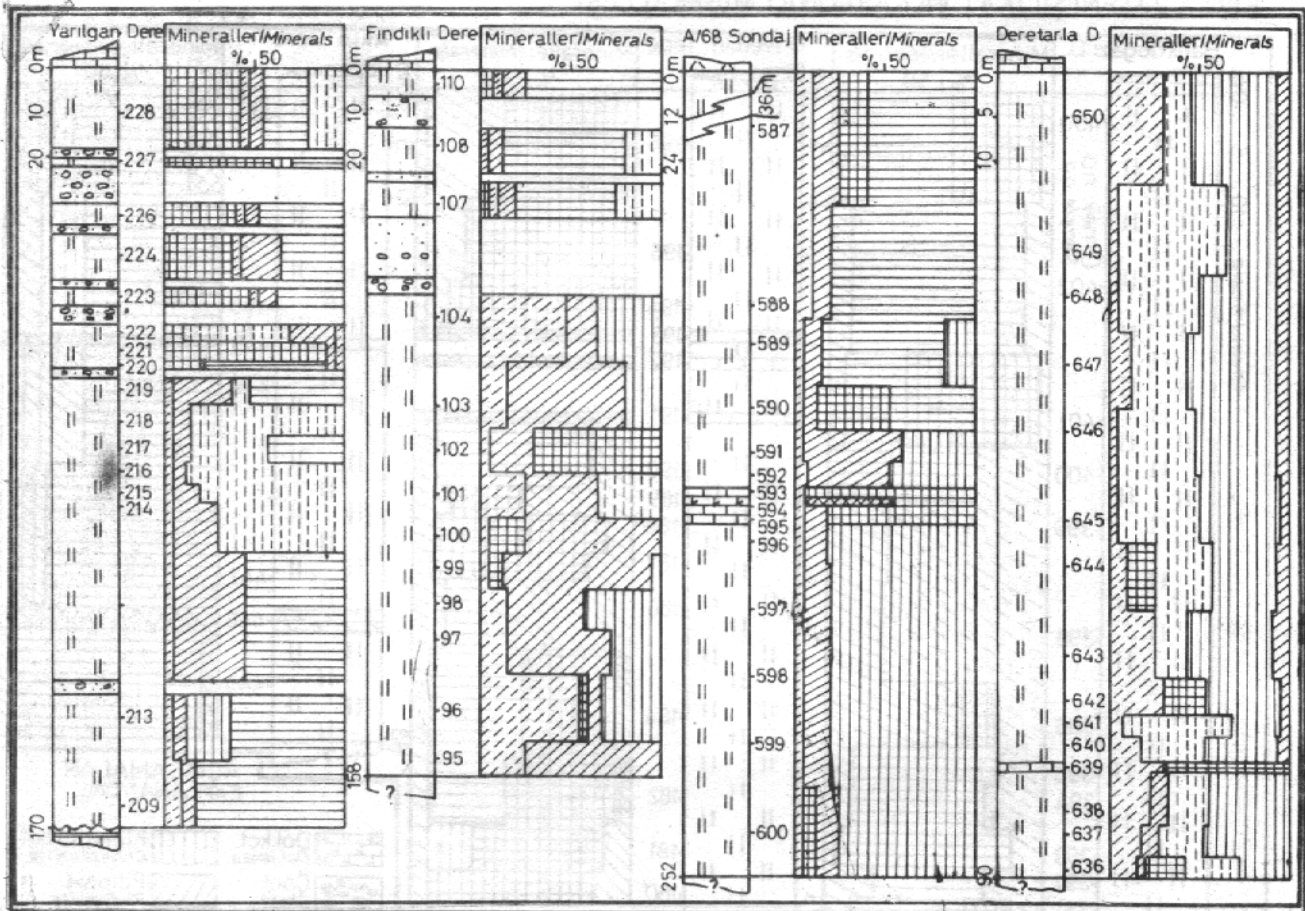
Figure 3: The vertical distributions of minerals determined in the volcanic glass-clay facies of tuffs from Karaören formation

Tüflerde gelişen bu neoformasyon mineralleri kabaca basenin güneyinden kuzeyine doğru kil mineralleri-klinoptilolit/höylendit-filipsit-K-feldispat biçiminde yanal ve alansal bir dağılım göstermektedir (Şekil 7). Bu zonlanma, kenar kesimlerinden derin fasiyeslere doğru pH ve tuzluluk ve/veya alkalinitenin artması ve buna bağlı olarak Si/Al oranının azalmasından ileri gelmekte olup bu dağılımı denetleyen koşullar ve zeolitlenme olayı birçok araştırmacı tarafından tartışılmıştır (Hay, 1966; Mariner ve Surdam, 1970; Surdam ve Parker, 1972; Sheppard ve Gude, 1973; Surdam ve Eugster, 1976; Surdam, 1977; Ataman, 1977; Surdam ve Sheppard, 1978; Ataman ve Gündoğdu, 1982; Gündoğdu, 1982; Yalçın ve Gündoğdu, 1987). Diyajenetik fasiyeslerin konsantrik olmayan bu dağılımı, basendeki ana beslenme yönünün her dönemde güneyden, buna karşın doğu ve batıdaki beslenmelerin ise tali öneme sahip olduğuna işaret et-

mektedir. Fasiyes sınırlarının temel ve taban kayalarının dokunaklarını keser durumda olması ve sedimentolojik gözlemler (Yalçın, 1989/1990), bugörüüşü desteklemektedir.

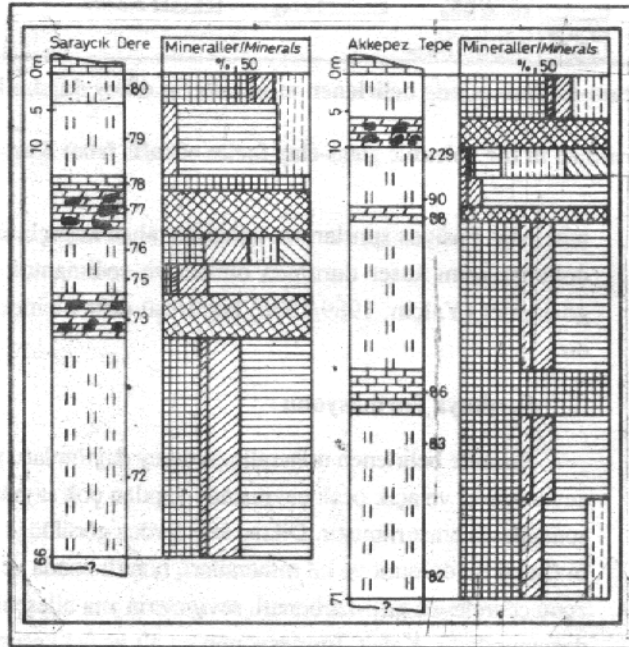
Sarıkaya Formasyonu

Birimde belirlenen minerallerin dikey dağılımları, yüzey kesitleri ve açık ocak çevresinde yapılan çok sayıda sondajlarda araştırılmıştır. Dikme kesitlerden görüldüğü gibi (Şekil 8), dolomit ve kil mineralleri, boratlı zonda ve bu zonu çevreleyen killi-karbonatlı seviyelerin ana bileşenleri durumundadır. Kalsit, formasyonun en alt ve üst kesimlerinde baskın mineraldir. Kuvars ve opal-CT, çörtlü; feldispat ve biyotit tüflü düzeylere bağımlılık göstermekte ve boratlı zonda düşük miktarlarda izlenmektedir. Belirlenen minerallerden karbonatlar, gerek düşey, gerekse havzanın



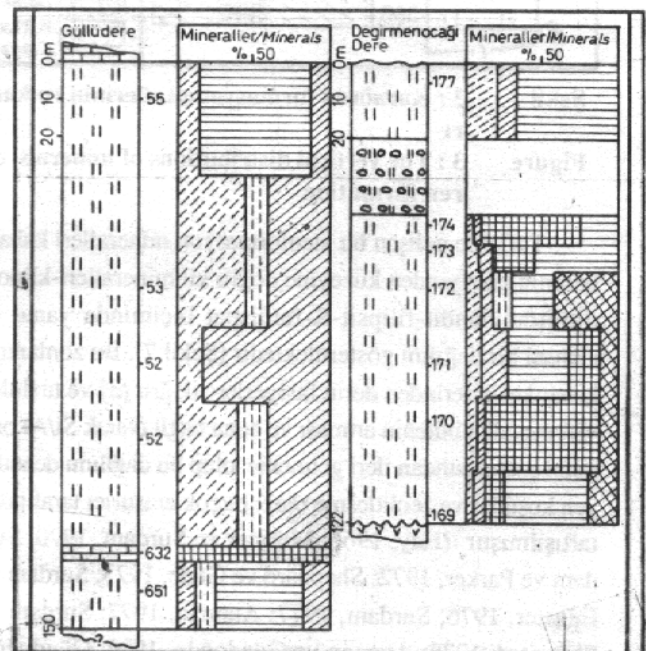
Şekil 4 : Karaören formasyonu tüflerinin klinoptilolit fasiyesinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları. (Açıklamalar Şekil 3'deki gibidir)

Figure 4 : The vertical distributions of minerals determined in the clinoptilolite facies of tuffs from Karaören formation (Explanations are like Fig 3)



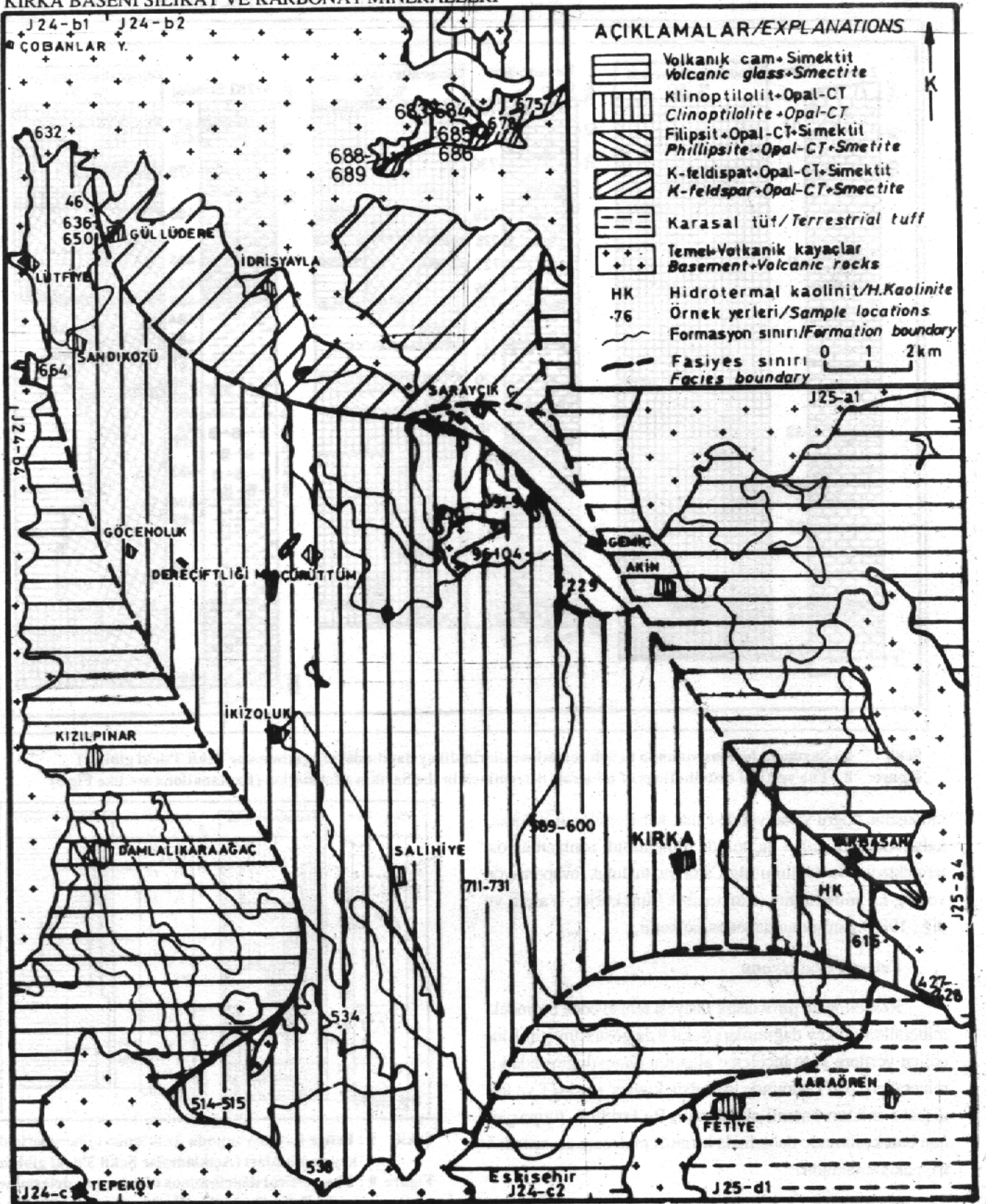
Şekil 5 : Karaören formasyonu tüflerinin filipsit fasiyesinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Açıklamalar Şekil 3'deki gibidir)

Figure 5 : The vertical distributions of minerals determined in the phillipsite facies of tuffs from Karaören formation (Explanations are like Fig 3)

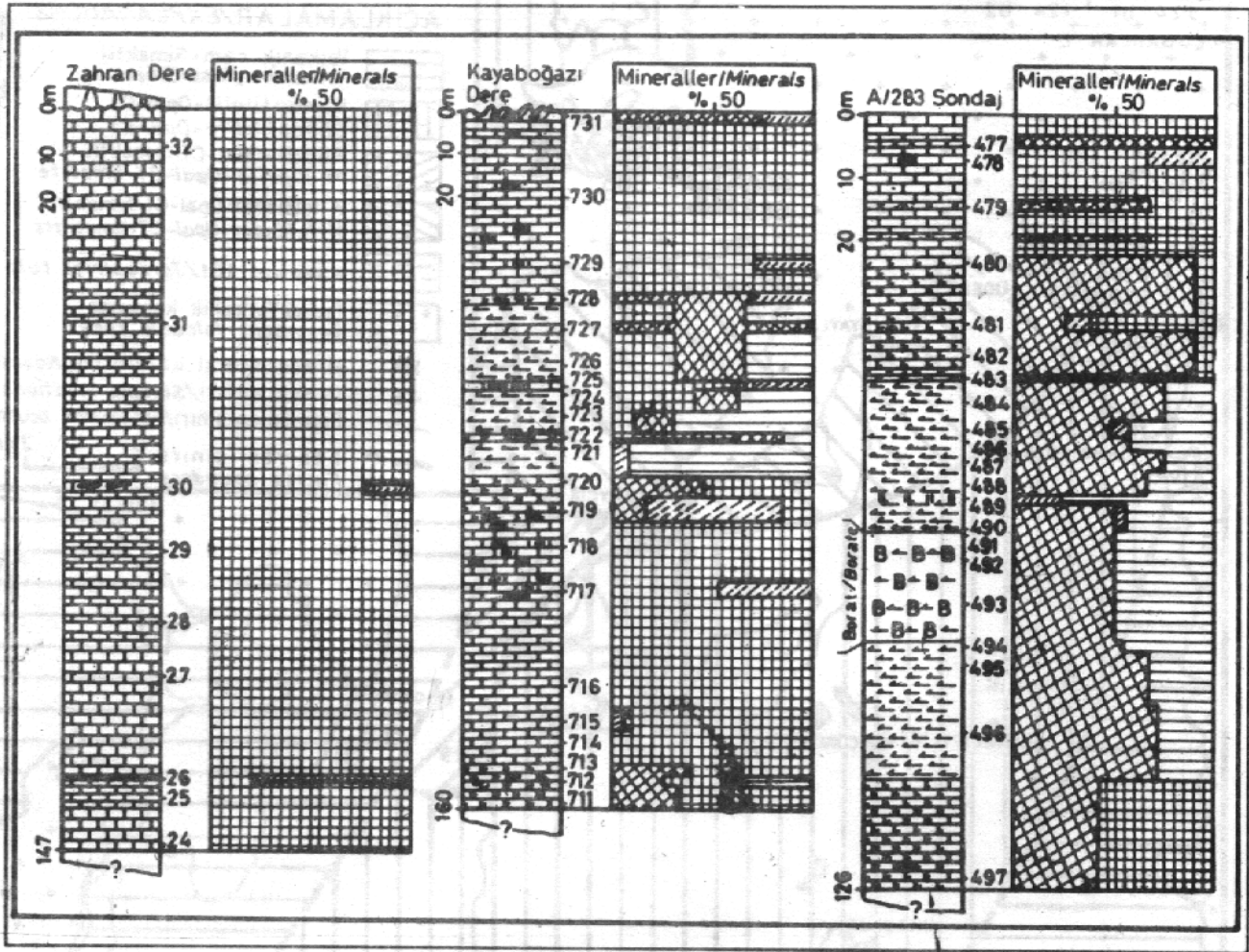


Şekil 6 : Karaören formasyonu tüflerinin K-feldspat fasiyesinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Açıklamalar Şekil 3'deki gibidir)

Figure 6 : The vertical distributions of minerals determined in the K-feldspar facies of tuffs from Karaören formation (Explanations are like Fig 3)



Şekil 7 : Karaören formasyonu tüflerinde gelişen diyagenetik silikat minerallerinin bölgesel dağılımları
Figure 7 : The regional distributions of diagenetic silicate minerals developed in the tuffs of Karaören formation



Şekil 8 : Sarıkaya formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Açıklamalar Şekil 3'deki gibidir)

Figure 8 : The vertical distributions of minerals determined in the Sarıkaya formation (Explanations are like Fig 3)

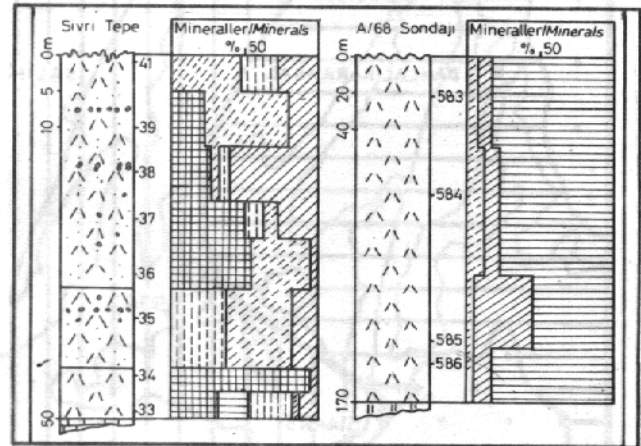
merkezinine doğru yanal yönde kalsit-kalsit+dolomit-dolomit-kalsit+dolomit-kalsit biçiminde mineralojik zonlanma göstermektedir. Bu dağılımı Mg/Ca oranı, tuzluluk, evaporasyon ve Mg-kil mineralleri (trioktaedrik simektitler; Yalçın ve diğ., 1988) tarafından denetlenmektedir.

Fetiye Formasyonu

Resedimante piroklastik fasiyesi temsil eden birimdeki minerallerin dikey dağılımları Şekil 9'da gösterilmiştir. Elde edilen verilere göre inceleme alanının güneydoğusunda kil mineralleri, batı kesiminde ise kalsit, kuvars, opal-CT ve feldspatin miktarı önemli olmaktadır. Bu farklılık, formasyonun batı kesiminde daha fazla kırıntılı malzeme almasından kaynaklanmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Mineralojik bulguların ışığında Kırka basenindeki neoformasyon minerallerinin oluşumları aşağıda tartışılmıştır. Karaören formasyonunda, volkanojenik ve daha az etkin olan



Şekil 9 : Fetiye formasyonunda belirlenen minerallerin dikey dağılımları (Açıklamalar Şekil 3'deki gibidir)

Figure 9 : The vertical distributions of minerals determined in the Fetiye formation (Explanations are like Fig 3)

detritik ürünlerin katılımı ile birimdeki minerallerin oluşumu gerçekleşmiştir. Piroklastik malzemenin diyajenezindeki ilk aşama bu malzemenin hidrolizi ve kil minerallerine (diokta-

edrik simektit) dönüşümüdür. Volkanik camın ilerleyen çözünmesi ile klinoptilolit/höylandit, Na'ca zengin ortamlarda filipsit, K miktarının arttığı kesimlerde K-feldispat oluşmuştur. Bu minerallerin neoformasyonundan artan silis ise opal-A/CT ve kuvarsın oluşumunda kullanılmıştır. Kırka basenindeki piroklastik kayalarda belirlenen volkanik camın % oksit cinsinde ortalama kimyasal bileşimine bakıldığında ($\text{SiO}_2=65$, $\text{Al}_2\text{O}_3=15$, $\text{MgO}=3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=3$, $\text{TiO}_2=1$, $\text{CaO}=3$, $\text{Na}_2\text{O}=2$, $\text{K}_2\text{O}=7$; Yalçın, 1988), belirlenen minerallerin bu kimyaya sahip bir çözeltiden itibaren oluşabileceği görülür.

Sarıkaya formasyonundaki minerallerin oluşumu için kimyasal girdiler, Karaören formasyonuna göre karmaşıklıklar göstermekte olup volkanojenik, hidrotermal ve detritik kökenli olmak üzere üç tür kaynakla ilgilidir. Volkanik camın hidrolizinden açığa çıkan katyonlar, Karaören formasyonunda olduğu gibi silikat minerallerini oluşturmuştur. Ca çevredeki karbonat kayalarından, Mg ultramafik kayalardan taşınarak göl suyuna karışmıştır. Bu bölgedeki volkanizmanın hidrotermal evresine ait çözeltiler ise B,Na,Sr ve Li'un kaynağını oluşturmaktadır. Gerek yüzeyel, gerekse hidrotermal kökenli bu katyonlardan Ca ve Mg; kalsit, dolomit ve yer yer de manyezitin, Sr stronsiyonitün oluşumunu sağlamıştır. Havzaya dışardan taşınan Ca ve Mg karbonatların yanısıra, B ile birlikte boratların kimyasal çökmesine neden olmuştur. Diğer katyonlardan Li ise simektitlerin kimyasına katkıda bulunmuştur.

Kırka baseninde, piroklastik sedimantasyon sırasında diyajenik silikat mineralleri oluşum sırasına göre simektit-zeolit-K-feldispat-opal-A/CT-kuvars biçiminde bir evrim göstermişlerdir. Kimyasal sedimantasyon sırasında ise kil ve/veya karbonat-silis mineralleri biçiminde bir sıra izlemişlerdir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Araştırma Fonu Başkanlığı ile Fransa Hükümetinin maddi, Etibank'ın lojistik desteği ile gerçekleştirilmiş olup adı geçen kuruluşlara, çalışmanın çeşitli aşamalarındaki katkılarından dolayı Prof.Dr. Orhan Baysal'a (YÖK) ve Doç.Dr.Hasan Bayhan'a (H.Ü.), elektron mikroskop incelemeleri sırasındaki emekleri için Philippe Karher'e (CNRS, Strasbourg) sonsuz teşekkür borçluyuz.

KAYNAKLAR

Andel, Van Tj, H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Wes-

tern Venezuela, A.A.P.G. Bull., 42, 734-763.

A.S.T.M., 1972, Inorganic index to the powder diffraction file: Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Pennsylvania, 1432 p.

Ataman, G., 1977, Batı Anadolu zeolit oluşumları. H.Ü. Yerbilimleri, 3, 85-95.

Ataman, G., Baysal, O., 1978, Clay mineralogy of Turkish borate deposits. Chem. Geol., 22, 233-247.

Ataman, G., Gündoğdu, M.N., 1982, Analcimic zones in the Tertiary of Anatolia and their geological positions. Sediment. Geol. 31, 89-99.

Baysal, O., 1972, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının mineralojik ve Jenetik İncelenmesi. H.Ü.Doç. Tezi, Ankara, 157 s.

Blau, H., 1982, Sedimentary Petrology. W.H. Freeman and Co., 564 p.

Boles, J.R., Surdam, R.C., 1979, Diagenesis of volcanogenic sediments in a Tertiary saline lake: Wagon Bed Formation, Wyoming. Amer. J. Sci., 279, 832-853.

Folk, R.L., 1968, Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 p.

Folk, R.L., 1974, The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. J. Sediment. Petrol., 44, 40-53.

Folk, R.L., Land, L.S., 1975, Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite, A.A.P.G. Bull., 53, 60-68.

Folk, R.L., Siedlecka, A., 1974, The schizohaline environment. Sediment. Geol., 11, 1-15.

Gök, S., Çakır, A., DüNDAR, A., 1980, Kırka civarında boratlı Neojen'in stratigrafisi, petrografisi ve teknolojiği. Türkiye Jeol. Kong.Bült., 2, 53-62.

Gündoğdu, M.N., 1982, Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora tezi, H.Ü. Fen Bil.Enst., Beytepe, Ankara, 386 s. (Yayınlanmamış).

Gündoğdu, M.N., Yılmaz, O., 1983, Kil mineralojisi yöntemleri. I. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, Ç.Ü., Adana, 319-330.

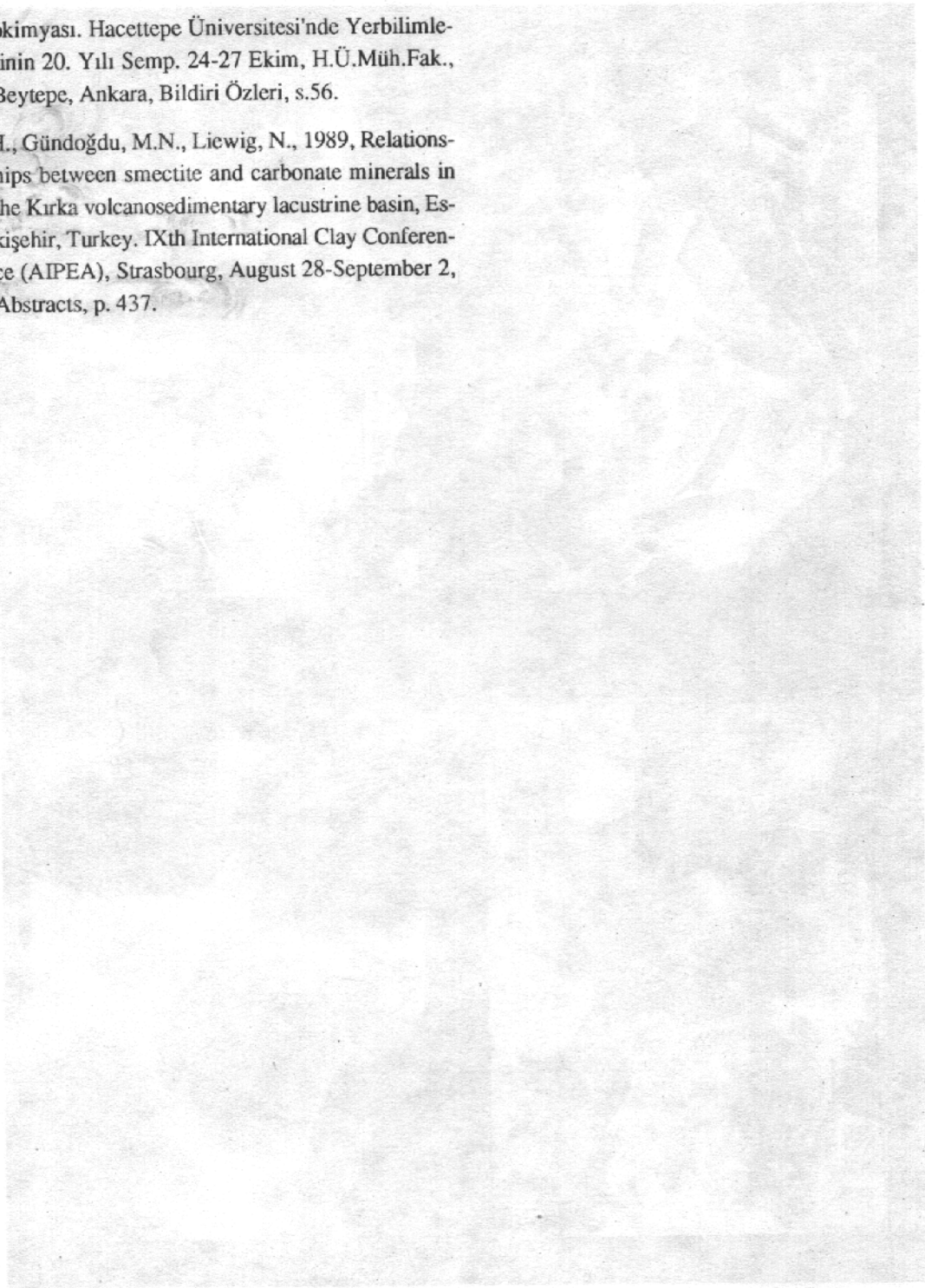
Hay, R.L., 1966, Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 85, 130 p.

İnan, K., Dunham, A.C., Esson, J., 1973, The mineralogy

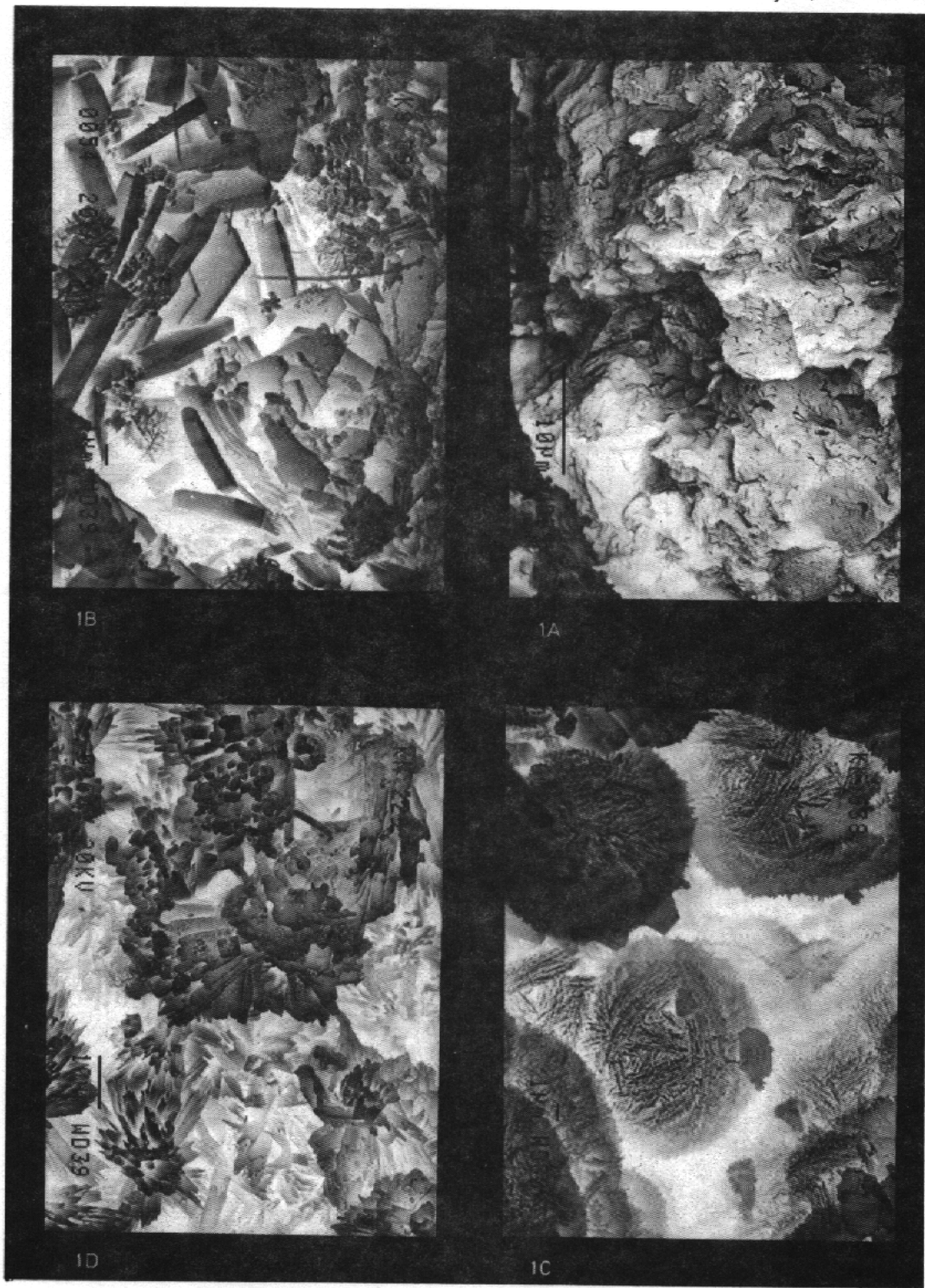
- geochemistry and origin of the Kırka borate deposit, Eskişehir province, Turkey. *Inst. Min. Met.*, 82, 114-123.
- Le Roux, J., Jackson, M.L., 1978, Scanning electron microscopy of quartz in Precambrian cherts and dolomites from Southern Africa. *Clays and Clay Min.*, 26, 160-168.
- Mariner, R.H., Surdam, R.C., 1970, Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes. *Science*, 170, 977-980.
- Papke, K.G., 1972, Erionite and other associated zeolites in Nevada. *Nevada Bur. Mines and Geol. Bull.*, 79, 32 p.
- Pray, L.C., Estaban, M., 1977, Upper Guadalupean facies, Permian reef complex, Gaudelupe Mountains, West Texas and New Mexico, *S.E.P.M. Publ.*, 77-16, 79-118.
- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, 41-43.
- Sheppard, R.A., Gude, A.J. 3 rd., 1968, Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecope, Inyo Country, California. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 547, 38 p.,
- Sheppard, R.A., Gude, A.J. 3rd., 1973, Zeolites and associated authigenic silicate minerals in tuffaceous rocks of the Big Sandy Formation, Mohave Country, Arizona. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 830, 36 p.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks. *N.Jb. Mineral. Abh.*, 107, 144-240.
- Streckeisen, A., 1979, Classification of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the systematics of ingeous rocks. *Geology*, 7, 331-335.
- Sunder, M., 1980, Sarıkaya (Kırka-Eskişehir) borat yataklarının jeokimyası. *Türkiye Jeol. Kong. Bült.*, 2, 19-34.
- Sunder, M., 1982, Kırka (Eskişehir) çevresinin jeolojisi ve Sarıkaya borat yataklarının oluşumu. *TÜBİTAK VII. Bilim Kong. Tebliğleri*, 105-117.
- Surdam, R.C., Zeolites in closed hydrologic systems. In *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites*, F.A. Mumpton (Ed.), *Min. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*, 4, 65-89.
- Surdam, R.C., Eugster, H.P., 1976, Mineral reactions in the sedimentary deposits of the Lake Magadi region, Kenya. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 87, 1739-1752.
- Şurdam, R.C., Parker, R.B., 1972, Authigenic aluminosilicate minerals in the tuffaceous rocks of Green River Formation, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 689-700.
- Surdam, R.C., Sheppard, R.A., 1978, Zeolites in saline alkaline lake deposits. In *Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Use*, L.B. Sand, F.A. Mumpton (Eds.), Pergamon Press, New York, 145-175.
- Travis, R.B., 1970, Nomenclature for sedimentary rocks. *A.A.P.G. Bull.*, 54, 1095-1107.
- Weaver, C.E., 1975, Construction of limpid dolomite. *Geology*, 3, 425-428.
- Yalçın, H., 1988, Kırka (Eskişehir) yöresi volkanosedimanter oluşumlarının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. *Doktora Tezi*, H.Ü. Fen. Bil. Enst., Beytepe, Ankara, 209 s.
- Yalçın, H., 1989/ 1990, Neojen yaşlı Kırka (Eskişehir) volkanosedimanter gölsel baseninin stratigrafik ve tektonik özellikleri. *C.Ü. Yerbilimleri*, 6-7, 1-2, 165-181.
- Yalçın, H., Baysal, O., 1992, Kırka (Seyitgazi-Eskişehir) borat yataklarının jeolojik konumu, dağılımı ve oluşumu. *MTA Derg.*, 113 (Baskıda).
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., 1985, Emet gölsel Neojen baseninin kil mineralojisi. *II. Ulusal Kil. Semp.*, H.Ü. Beytepe, Ankara, 24-27 Eylül, *Bildiriler (Editörler: M.N. Gündoğdu ve H. Aksoy)*, s. 155-170.
- Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., 1987, Neojen yaşlı Emet gölsel volkanosedimanter baseninin mineralojik-petrografik incelenmesi: Neoformasyon minerallerinin oluşumu ve dağılımı. *Yerbilimleri*, 14, 45-61.
- Yalçın, H., Liewing, N., Bayhan, H., Gündoğdu, M.N., 1988, Kırka (Seyitgazi-Eskişehir) yöresi volkanik-volkanosedimanter kayaların jeokronolojisi ve je-

okimyası. Hacettepe Üniversitesi'nde Yerbilimlerin 20. Yılı Semp. 24-27 Ekim, H.Ü.Müh.Fak., Beytepe, Ankara, Bildiri Özleri, s.56.

Yalçın, H., Gündoğdu, M.N., Liewig, N., 1989, Relationships between smectite and carbonate minerals in the Kirka volcanosedimentary lacustrine basin, Eskişehir, Turkey. IXth International Clay Conference (AIPEA), Strasbourg, August 28-September 2, Abstracts, p. 437.



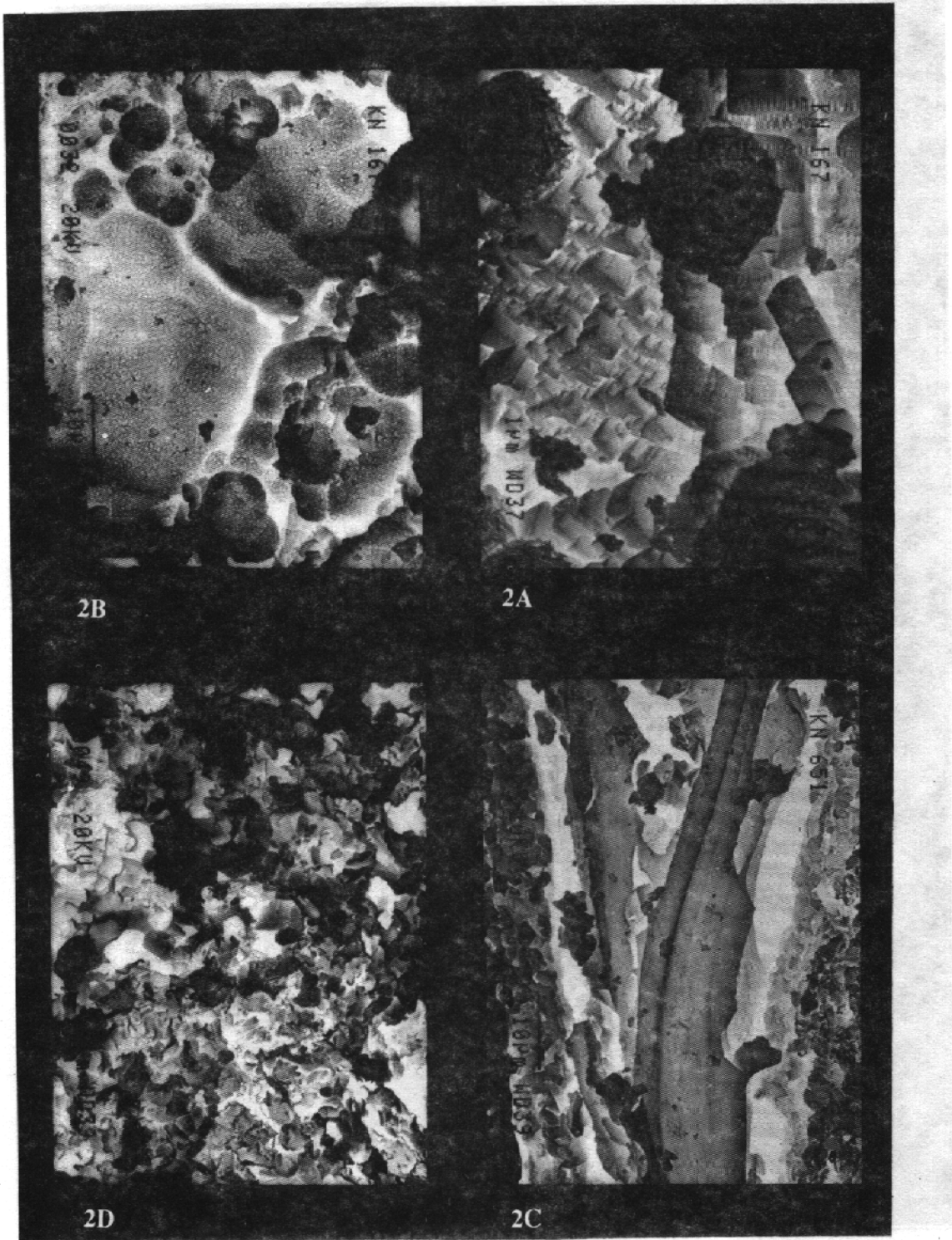
A. Volkanik cam ve silikalar
B. Mönoklinik kalsiyum karbonat
C. Opak T. pınarları ve lacustrine karbonatları
D. 1. lacustrine silikalar



Levha 1

Plate 1

- A. Volkanik cam ve simektit/Volcanic glass and smectite
- B. Monoklinik klinoptilolit ve iğnemsli opal-CT/Monoclinic clinoptilolite and acicular opal-CT
- C. Opal-CT yumakları ve levhamsı klinoptilolit/Opal-CT like ball of wool and tabular clinoptilolite
- D. Levhamsı-prizmatik filipsit/Tabular-prismatic phillipsite



2B

2A

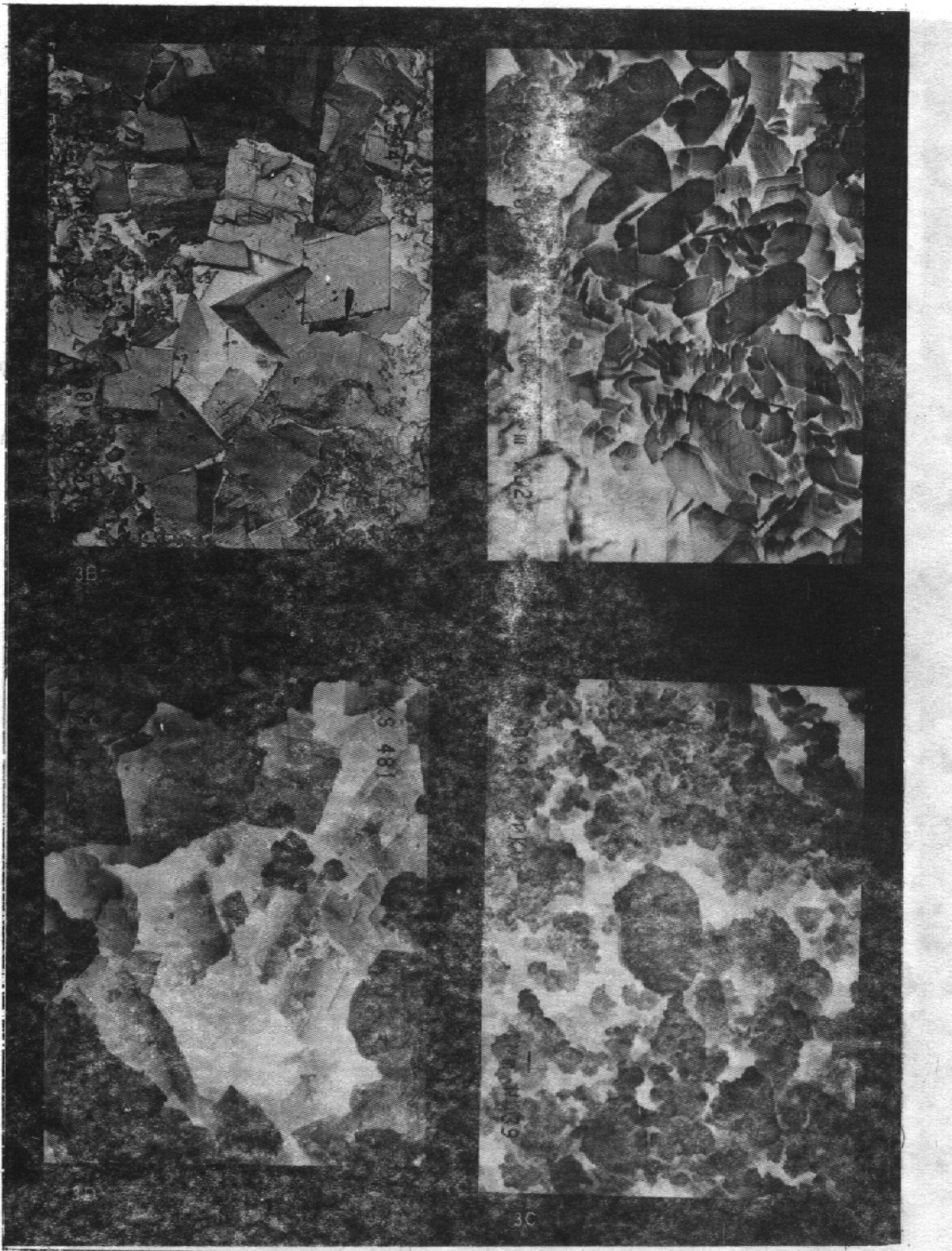
2D

2C

Levha 2

Plate 2

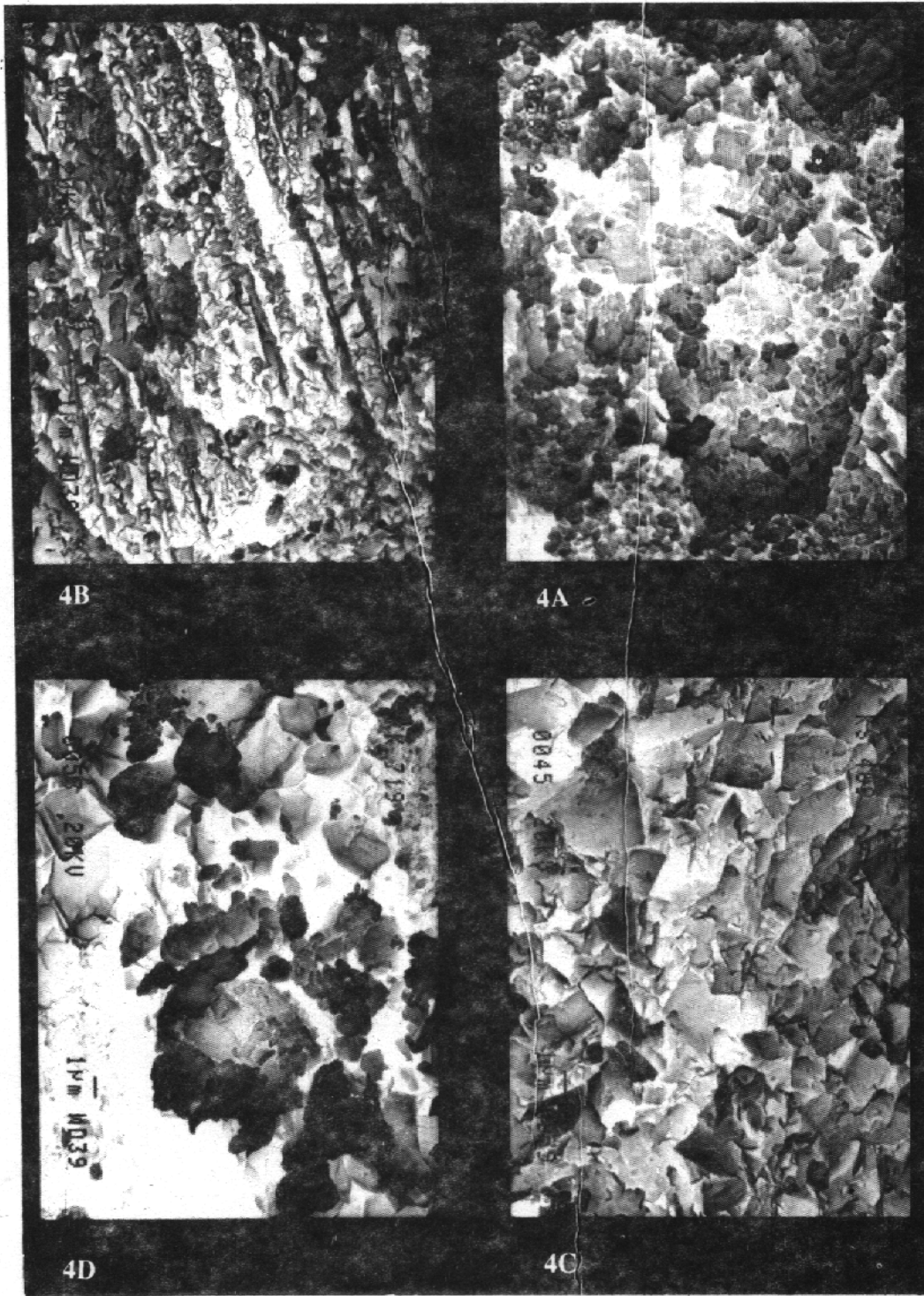
- A. Prizmatik-K-feldispat ve opal-CT/Prismatic K-feldspar and opal-CT
 B. Birleşik opal-CT yumakları ve K-feldispat/United opal-CT like ball of wool and K-feldspar
 C. Volkanik vana üzerinde K-feldispat oluşumu/The formation of K-feldspar on volcanic glass
 D. K-feldispat ve simektit partikülleri/K-feldspar and smectite particles



Levha 3

Plate 3

- A. Hidrotermal kaolinit ve kuvars/Hydrothermal kaolinite and quartz
- B. Tüflerin gözeneklerinde gelişmiş kalsit/ Calcite developed in the pores of tuffs
- C. Yarı özşekilli dolomit/ Subhedral dolomite
- D. Romboedrik kalsit/ Rhombohedral calcite



Levha 4

Plate 4

- A. Özşekilli ideal dolomit/ Euhedral ideal dolomite
- B. Lifsi pomza ve simektit/ Fibrous pumice and smectite
- C. K-feldispat ve simektit/ K-feldspar and smectite
- D. Kuvars, dolomit ve kalsit/ Quartz, dolomite and calcite

LEVENT (AKÇADAĞ-MALATYA) KUZEYBATISININ STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

The Stratigraphy Characters of NW Levent (Akçadağ-Malatya)

Orhan ÖZÇELİK Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

Mehmet ALTUNSOY Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ : Levent (Akçadağ-Malatya) kuzeybatı yöresinin stratigrafik özelliklerini açıklamayı amaçlayan bu çalışmada Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler incelenmiştir.

Bunlardan, Mesozoyik yaşlı birimleri Üst Jurasik-Alt Kretase yaşlı Horasaçal formasyonu ve Üst Kretase yaşlı Ilıca ofiyoliti ile Ulupınar formasyonu oluşturur. Senozoyik ise, Eosen yaşlı Tohma formasyonu, Oligo-Miyosen yaşlı Çavuş formasyonu, Pliyosen yaşlı Göktepe formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlardan oluşmaktadır.

Ilıca ofiyoliti ile Ulupınar formasyonu, Ulupınar formasyonu ile Tohma formasyonu, Tohma formasyonu ile Çavuş formasyonu, Çavuş formasyonu ile Göktepe formasyonu, Göktepe formasyonu ile alüvyon arasında uyumsuzluk düzlemleri bulunmuş olup, bu formasyonların litolojik değişimleri bir şekil ile gösterilmiştir.

ABSTRACT : The aim of this study is to explain the stratigraphic characteristics of the Levent (Akçadağ-Malatya) region. In the present area, the Mesozoic and Cenozoic rock units have been studied.

The Mesozoic is represented by the Horasaçal formation of Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Upper Cretaceous Ilıca ophiolites and Ulupınar formation. On the other hand; The Cenozoic rock units outcropped in the area containing the Eocene Tohma, Oligo-Miocene Çavuş, Pliocene Göktepe formations and Quaternary alluvial deposits.

The unconformities have been detected in between Ilıca ophiolites and Ulupınar formation, the Ulupınar and Tohma, Tohma and Çavuş, Çavuş and Göktepe, Göktepe formation and alluvial deposits. The lithological changes of the formations are indicated in a figure.

GİRİŞ

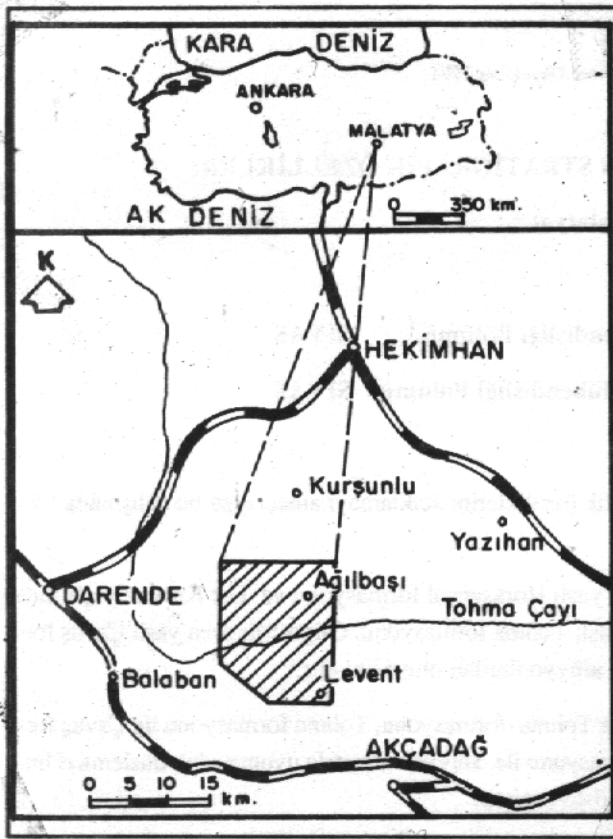
Bu çalışma, Levent (Malatya) kuzeybatısında yaklaşık 370 km² lik bir alanda yüzeyleyen Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerin stratigrafisini açıklamayı amaçlar (Şekil-1).

Doğu Toroslarda Torid tektonik kuşağı içerisinde yer alan inceleme bölgesinde ilk ayrıntılı çalışma Ayan (1961) tarafından yapılmış ve bölgenin petrol olanakları üzerinde durulmuştur.

Ayan ve Bulut (1964), bölgenin genel jeolojik özelliklerini incelemişlerdir. İker (1970), bölgede genel jeolojik özellikler üzerinde durmuş ve petrol olanakları açısından değerlendirme yapmıştır. Akkuş (1971), formasyon adla-

ması yaparak havzaya "Darende-Balaban Havzası" adını vermiştir. Karacabey-Öztemür (1980), paleontolojik amaçlı çalışmada yeni rudist cinsleri tanımlamış, Örcen (1986) ise Medik-Ebreme yöresindeki sedimanter istifin biyostratigrafik ve paleontolojik özelliklerini belirlemiştir. Özçelik, Meriç ve Özer (1990)'de bölgenin güneybatı kısmında yaptıkları çalışmada Üst Kretase-Eosen sedimanter istifinin stratigrafik özelliklerini ortaya koymuşlardır.

İnceleme alanındaki stratigrafik özelliklerin belirlenmesi amacıyla öncelikle bölgenin 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı sedimanter istiflerden ölçülü kesitler alınarak derlenen örneklerin makro ve mikro fosil içeriklerine göre Üst Jurasik ile Pliyosen yaş aralığında oluşan formasyonlar belirlenmiştir.



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

STRATIGRAFI

İnceleme alanı Üst Jurasik-Alt Kretase, Üst Kretase, Orta Eosen, Üst Oligosen-Alt Miyosen, Pliyosen ve Kuvarter serilerine ait litostratigrafi birimlerini kapsamaktadır (Şekil 2,3,4).

Horasaçal formasyonu (JKrh)

Bölgenin temelini oluşturan formasyonun adlanması Kurtman (1978) tarafından yapılmıştır. Başkaya, Karapınar ve Kötükale yerleşim yerleri ile Ciciömer tepe yörelerinde izlenir. Büyük bir yükselimle alanda yüzeylenen ve kireçtaşlarından oluşan formasyonun diğer birimlerle dokanakları genellikle faylıdır.

Formasyonun taban sınırı inceleme alanında gözlenmemiştir. Alttan açık gri, beyazımsı, orta ve kalın katmanlı kireçtaşları bulunmaktadır. Mikritik özelliğindeki kireçtaşları sıkışma izleri taşır ve oldukça düzensiz eklemlerle kesilmiştir. Formasyonun üst düzeylerinde ise dolomitleşme görülür. Yer yer çört nodüllerinin izlendiği bu bölümler katmansız, beyaz ve pembemsi kireçtaşlarından oluşur. Üst düzeyleri oluşturan kireçtaşları bol eklemlerle dolguludur.

Horasaçal formasyonu; inceleme alanının büyük bir bölümünde Ulupınar formasyonu, Ilıca köyü kuzeyinde Ilıca ofiyoliti, alanımız doğusunda ise Tohma formasyonu ile Çavuş formasyonu tarafından açılal uyumsuzlukla örtülmektedir.

Tabanının gözlenememesi ve düzgün bir istif sunmaması nedeniyle ölçülü stratigrafik kesitin alınmadığı bu formasyonun, inceleme alanındaki en fazla kalınlığı 850 m dir.

Birimin değişik yerlerinden alınan örneklerde;

Valvulinella jurassica HENSON

Clypeina jurassica FAVRE

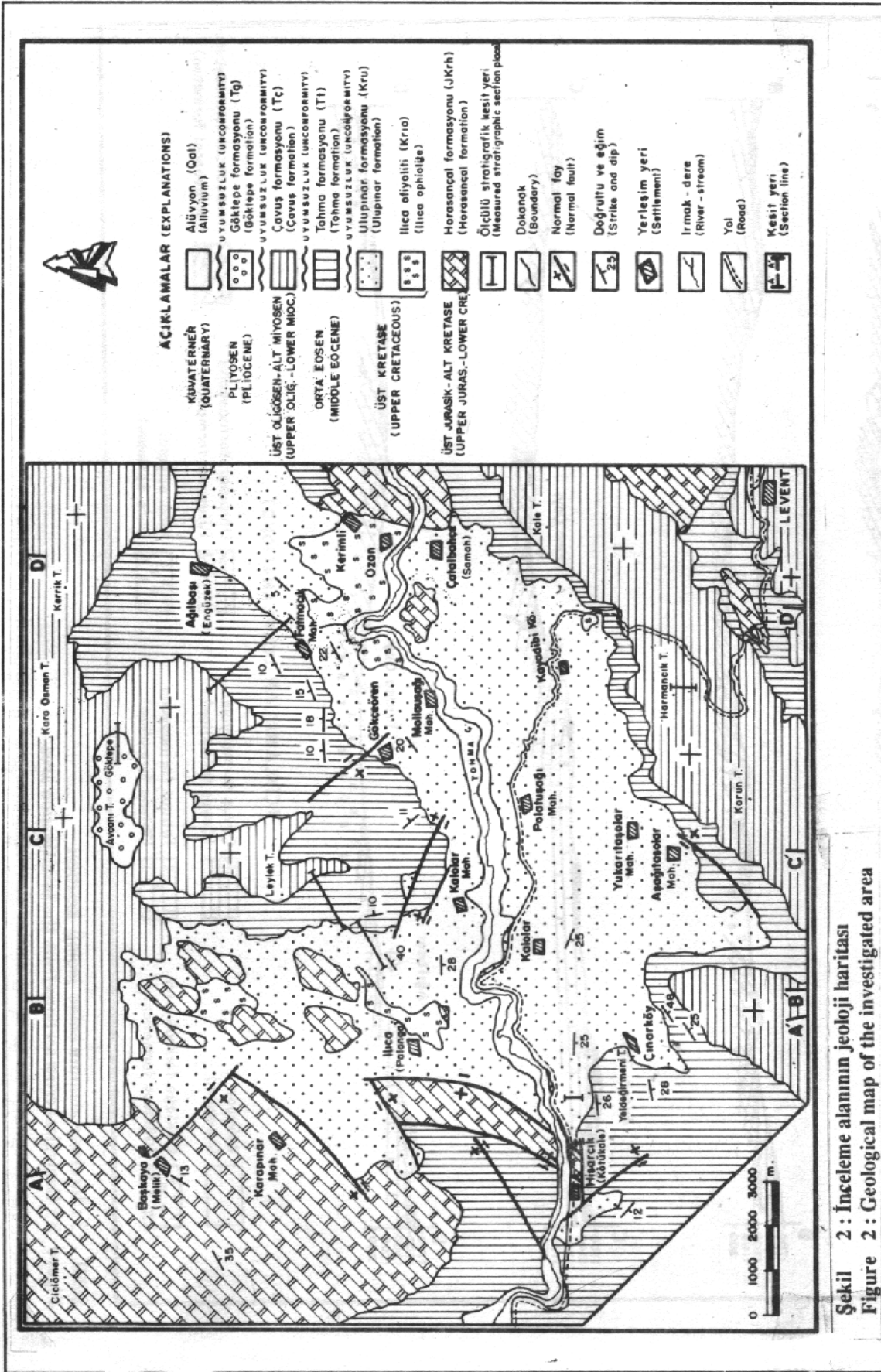
gibi türler tanımlanmıştır. Bu fosil içeriği nedeniyle formasyona Üst Jurasik-Alt Kretase yaşı verilmiştir. Mikrofaunanın yaşam ortamı ve çökel özellikleri birimin kıydan uzak, duraylı ve sığ bir denizel ortamda oluştuğunu ortaya koyar.

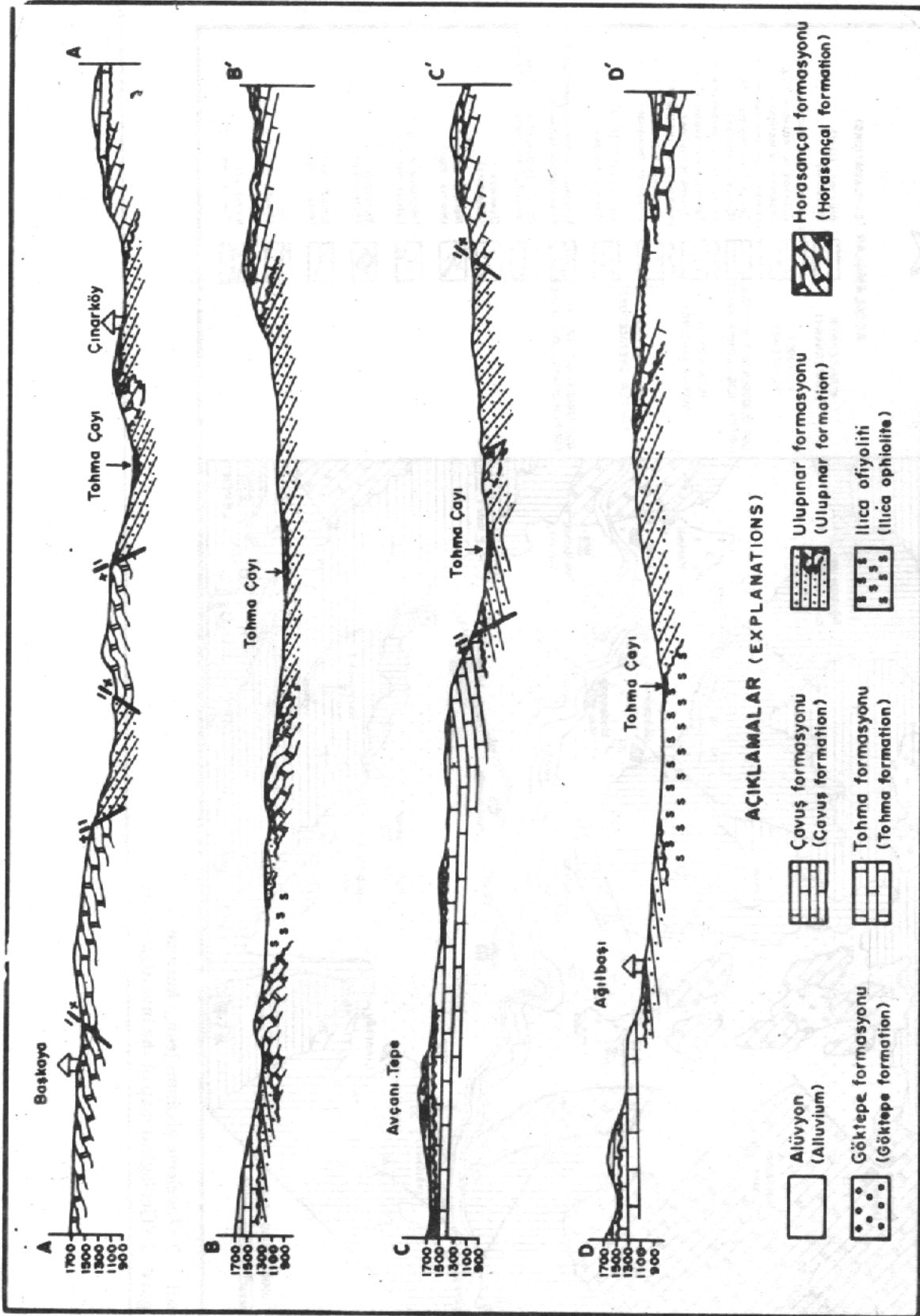
Ilıca ofiyoliti (Krio)

Ilıca, Mollauşağı, Kerimli ve Ozan yörelerinde yüzeylenen Ilıca ofiyoliti inceleme alanında ultramafiklerden oluşur. Ultramafik kayalar serpantinleşmiş piroksenitlerle, tümüyle serpantinlerden meydana gelmiştir. Siyah, yeşil ve bunların tonları ile bazan bordo renkli olup, kayma yüzeyleri nedeniyle parlak bir görüntüye sahiptir. Yer yer eklem dolgusu olarak kalsit damarları bulunur.

Birim, Ilıca yerleşim yeri dolayında en karakteristik şekliyle izlendiği için Ilıca ofiyoliti olarak adlandırılmıştır. Ilıca ve Mollauşağı yörelerinden alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde kayacın kataklazma izleri gösteren holokristalin taneli dokulu serpantinleşmiş klinopiroksenit olduğu görülmüştür. Klinopiroksenitler genellikle yarı özşekilli, prizmatik biçimli olup, serpantinleşmişlerdir. Serpantinlerin yeşil renkleri ve levhamsı şekilleri nedeniyle antigorit olabileceği düşünülür.

Ilıca ofiyoliti aşınmaya elverişli litolojisinden dolayı düşük topoğrafyalarda yer alır. İnceleme alanında Horasaçal formasyonu üzerinde gözlenmesi ve konumu nedeniyle Maestrihtiyen öncesi-Alt Kretase sonrası yaş konağına sahip olduğu düşünülmektedir. Bölgedeki ofiyolitler üzerinde yapılan önceki çalışmalarda da bu birime Üst Kretase yaşı verilmiştir (Brinkman, 1968; Dewey ve diğ., 1973).





Şekil 3 : İnceleme alanının enine jeolojik kesitleri

Figure 3 : Geological cross sections from the investigation area

M E S O Z O Y I K (M E S O Z O I C)		SENZOYİK (SENOZOIC)		ÜST SİSTEM (ERATHEM)		LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)	
JURASİK - KRETASE (JURASSIC - CRETACEOUS)		TERSIYER (TERTIARY)		SİSTEM (SYSTEM)			LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	PALEONTOLOJİ (PALEONTOLOGY)
ÜST JURASİK - ALT KRETASE (UPPER JURASSIC - LOWER CRETACEOUS)		EOSEN (EOCENE)		SERİ (SERIE)		KALINLIK (THICKNESS) m.	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	PALEONTOLOJİ (PALEONTOLOGY)
MAESTRIHTIYEN (MAASTRICHTIAN)		LÜTESİYEN (LUTETIAN)		KAT (STAGE)				
ULUPINAR (Kru)		TOHMA (Tr)		FORMASYON (FORMATION)		KALINLIK (THICKNESS) m.	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	PALEONTOLOJİ (PALEONTOLOGY)
HORASANCAL (JKrn)		ÇUKURTEPE (Ck)		FORMASYON (FORMATION)				
850		İlçe Orfeyli		50-300		125	Alüvyon (Alluvium)	Lepidocyclus (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI) Lepidocyclus (Eulepidina) formosa SCHLUMBERGER Miogypsina gradipustulus COLE Amphistegina cf. lessoni d'ORBIGNY Gypsina globosa REUSS Lockhartia cf. conditi (NUTTALL) Nummulites sp. Alveolina sp. Orbitolites sp.
250 - 1950		ULUPINAR (Kru)		100 - 600			Çakıllı - kumtaşı - killi kireçtaşı ve kireçtaşı. (Conglomerate sandstone - clayey limestone - limestone) Killi kireçtaşı ve kireçtaşı (Clayey limestone and limestone) Orta - kalın katmanlı kumtaşı ve çakıllı. (Medium to thick bedded sandstone and conglomerate)	Globotruncana lapparenti (BROTZEN) Globotruncana cf. arca (CUSHMAN) Rosita fornicata (PLUMMER) Rosita cf. plicata (WHITE) Orbitoides cf. caucasicus BOGDANOVICH Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER Balabania densicostata KARACABEY - ÖZTEMÜR Branilevia cf. orientalis ÖZER
850		İlçe Orfeyli		50-300			Gri ve yeşil renkli kumlu marl, kumtaşı ara katkı marl. (Grey and green coloured sandy marl and sandstone inter bedded with marl)	
850		İlçe Orfeyli		50-300			Kalın katmanlı rudistli kireçtaşı (Thick bedded rudists limestone)	
850		İlçe Orfeyli		50-300			Gri ve yeşil renkli kötü boyanmış çakıllı. (Grey and green coloured weakly graded conglomerate)	
850		İlçe Orfeyli		50-300			Serpantin ve altere piroksenit (Serpentine and alteration pyroxenite)	
850		İlçe Orfeyli		50-300			Gri renkli kireçtaşı. (Grey coloured limestone)	Valvulinella jurassica HENSON Clypeina jurassica FAVRE

Şekil 4 : İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti
Figure 4 : Generalized stratigraphic section of the investigated area

Ulupınar formasyonu (Kru)

Çakıltası, kumtaşı ve kumtaşı katkılı marnlardan oluşan birimin adlanması Akkuş (1971) tarafından yapılmıştır. İnceleme alanını doğu-batı doğrultusunda kesen Tohma Çayı boyunca, Kötükale, Ilıca, Kalolar, Polatuşağı, Molluşağı ve Samah yörelerinde yüzeylenir. Horasançal formasyonu ile Ilıca ofiyoliti üzerine aşısız uyumsuzlukla gelir.

Formasyonu oluşturan kayalar sırasıyla şu özellikleri gösterir;

Tabanda; alacalı kırmızı, gri-yeşilimsi renkli, yarı köşeli-yarı yuvarlak, kötü boylanmalı ve gevşek tutturulmuş çakıltaları bulunur. Çakıllar, 5-50 cm arasında değişen küçük ve iri blok tane boylarını kapsayacak şekilde değişkendir. Tabanda kalın katmanlıdır. Üst düzeylerde katman kalınlığı azalırken çakılların tane boyu da küçülür. Çakıllar Horasançal formasyonu ve Ilıca ofiyoliti ile komşu alanlarda yüzeylenen volkanoklastik birimlerden türemiştir. Çakıltalarını yeşil-gri renkli ince bir marn düzeyi izler. İnce-orta katmanlı ve yer yer toprağımsı görünümündedir. Üzerinde, Kurtini ve Kavıkkaya Tepe yöresinde yüzeyleyen bir kireçtaşı düzeyi yer alır. Kurtini ölçülü stratigrafik kesitinde (Şekil 5) görüldüğü gibi kısmen kalın katmanlı ve masif durumdaki bol rudistli kireçtaşlarının Kurtini Tepedeki kalınlığı 80 m dir. Kurtini Tepe yöresinde 2-5 km, Kavıkkaya Tepede ise 0.8 km yanal devamlılığı bulunmaktadır. Benzer litoloji inceleme alanı dışında da önceki çalışanlarca belirlenmiş olup "Tohma resifi" diye adlandırılmıştır (Akkuş, 1971). Kötü yıkanmış biyosparitlerden oluşan resif, yanal geçiş noktalarında biyomikrit karakterindedir. Resifal kireçtaşlarını yanal geçişle gri renkli ve kumtaşı bantları içeren kumlu marnlar izler.

İnce-orta katmanlı ve oldukça dağılgandır. Bu bantlar marn içerisinde tekrarlanmalı olup gri-yeşilimsi renkli ve 15-30 cm arasında değişen kalınlıktadır. Litikarenit olarak adlandırabileceğimiz kumtaşının bileşenleri şu şekildedir; Tanelerin büyük bölümünü iri kum ve çakıl boyutundaki ofiyolitik kayaç parçaları oluşturur. Taneler köşeli olup, volkanik ve tortul kayaç parçaları daha azdır. % 4-6 oranında monokuvars taneleri belirlenmiştir ve bütün bu taneler kil bağlayıcı ile bağlanmıştır. Formasyonun üst düzeyleri ise kumlu marnlar ile devam eder.

Ulupınar formasyonunun kalınlığı Kurtini Tepe ölçülü stratigrafik kesitinde 230 m (Şekil-5), Akçukur Mevkii-Leylek Tepe ölçülü stratigrafik kesitinde 1425 m (Şekil-6), Burunkaya ölçülü stratigrafik kesitinde 300 m (Şekil-7) olarak belirlenmiştir. Kurtini Tepe ölçülü stratigrafik kesiti ile

toplanan kireçtaşı örneklerinde;

Balabania densicostata KARACABEY-ÖZTEMÜR

Balabania acuticostata KARACABEY-ÖZTEMÜR

Branislava cf. orientalis ÖZER

Colveria variabilis KLINGHARDT

Joufia cappadociensis (COX) KARACABEY rudist türleri ile

Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER

Orbitoides cf. caucasicus BOGDANOVICH bentik foraminiferleri belirlenmiştir (Özçelik, Meriç ve Özer, 1990)

Ulupınar formasyonunun üst düzeylerinde ise;

Globotruncana cf. arca (CUSHMAN)

Globotruncana bulloides VOGLER

Globotruncanita stuartiformis (DALBIEZ)

Globotruncana falsostuarti SIGAL

Globotruncana cf. insignis CALNDOLFI

Globotruncana lapparenti (BROTZEN)

Rosita fornicata (PLUMMER)

Rosita cf. plicata (WHITE)

Pleurostomella cf. nitida MORROW

Pseudotextularia cf. elegans (RZEHAK)

gibi planktik foraminifer türleri tanımlanmıştır (Özçelik, Meriç ve Özer, 1990)

Bu mikro ve makro fosil içeriğine göre Ulupınar formasyonunun Maestrihtiyen yaşında olduğu sonucuna varılmıştır. Alt-Orta ve Üst Maestrihtiyen'in kesiksiz izlendiği formasyon, yukarıda bahsedilen fosil içeriği ve çökel özellikleri göz önüne alındığında ıstı ve sıcak bir kıyı fasiesi ile açık shelf fasiesini karakterize eder.

Tohma formasyonu (Tt)

Çakıltası, kumtaşı, killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşur. Aşısız uyumsuzlukla Ulupınar formasyonu üzerine gelir. Formasyon adlanması Örcen (1986)'e ait olup, tarafımızdan da kullanılmıştır. İnceleme alanında Kötükale, Çınarköy, Fatmacık, Ağılbaşı yöreleri ile Levent kuzeybatı-

ÜST SİSTEM (ERTHEM)		SİSTEM (SYSTEM)		SERİ (SERIES)		KAT (STAGE)		FORMASYON (FORMATION)		KALINLIK (THICKNESS)		LİTOLOJİ (LITHOLOGY)		AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)	
SENOZOYİK (CENOZOIC)		TERSİYER (TERTIARY)		EOSEN (EOCENE)		LÜTESİYEN (LUTETIAN)		TOHMA (T1)		156		LİTOLOJİ (LITHOLOGY)		PALEONTOLOJİ (PALEONTOLOGY)	
MESOZOYİK (MESOZOIC)		JURASİK-KRETASE (JURASSIC-CRETACEOUS)		ÜST KRETASE (UPPER CRETACEOUS)		MAESTRİHTİYEN (MAASTRICHTIAN)		ULUPINAR (Kru)		230		LİTOLOJİ (LITHOLOGY)		PALEONTOLOJİ (PALEONTOLOGY)	
		Ü. JURASİK-A. KRETASE (UP. JURASS.-LOW. CRET.)						HORSAŃAÇAL (JKr)		20					
												Kirlı sarı renklı, orta ve kalın katmanlı kireçtaşı. (Yellowish medium to thick bedded limestone)		Gypsina globosa REUSS Lockhartia cf. conditi (NUTTALL) Nummulites spp. Alveolina sp. Orbitolites sp. Discocyclina sp. Asterigerina sp.	
												Killi kumlu kireçtaşı. (Clayey sandy limestone)			
												Kırmızı ve bordo renklı, kötü boyanmalı ve kalın katmanlı çakıltı. (Red coloured, weakly graded and thick bedded conglomerate)			
												Gri ve yeşil renklı kumlu marl, ara katkılı marl. (Grey and green coloured sandy marl and sandstone interbedded with marl)		Globotruncana cf. arca (CUSHMAN) Rosita fornicata (PLUMMER) Rosita cf. plicata (WHITE) Globotruncana lapparenti (BROTZEN)	
												Kalın katmanlı, iri rudistli kireçtaşı. (Thick bedded and big rudists limestone)		Orbitoides cf. caucasicus BOGDANOVICH Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER Balabania densicostata KARACABEY-ÖZTEMUR Balabania acuticostata KARACABEY-ÖZTEMUR Branislovia cf. orientalis ÖZER Calypta variabilis KLINGHARDT Joufia cappadocensis	
												Yeşil renklı marl (Green coloured marl)			
												Gri ve yeşilimsi renklı, iri çakıllı, kötü boyanmalı çakıltı. (Grey and greenish coloured conglomerate containing large pebbles and gravels)			
												Açık gri renklı, orta-kalın katmanlı kireçtaşı (Light grey, medium to thick bedded limestone)		Valvulinella jurassica HENSON Clypeina jurassica FAVRE	

Şekil 5: Kurtini Tepe ölçülü stratigrafik kesiti (Özçelik ve diğ., 1990)

Figure 5: Measured stratigraphic section of the Kurtini Tepe (Özçelik et al., 1990)

sında yüzeylenir.

Formasyon, tabanda kırmızımsı-yeşilimsi renkli çakıltası ile başlar. Çakıllar 2-20 cm arasında değişen farklı boyutlarda ve kumtaşı mercekleri ile düzgün yönelme gösterirler. Bunlar serpantin, diyabaz, radyolarit ve kireçtaşlarına ait olup bağlayıcı kumlu kildir. Silis çimentonun varlığı da yer yer gözlenmektedir. Kireçtaşı çakıllarının mikroskopik incelenmesinde oosparit, biyomikrit ve kristalize kireçtaşlarından oluştuğu görülmüştür. Bunların Horasançal formasyonundan türemiş olabileceği düşünülmektedir. Çakıltası düzeyi içerisinde kırmızımsı, nefli, yeşilimsi renklerde 5 cm ile 2 m arasında kalınlık değişimi gösteren kumtaşı mercekleri bulunur. Formasyonun tabanını oluşturan çakıltaları üst düzeylerde yerini kumtaşlarına bırakır. Mikroskopik verilere göre litikarenit diyebileceğimiz kumtaşları kaba ve orta tanelidir. Bu düzeyin kalınlığı Kurtini Tepe ölçülü stratigrafik kesitinde 60 m, Akçukur Mevkii-Leylek Tepe ölçülü stratigrafik kesitinde 150 m (Özçelik ve diğ., 1990). Burunkaya ölçülü stratigrafik kesitinde ise 260 m olarak belirlenmiştir.

Çakıltası ile başlayan düzeyi killi kireçtaşı izler. Orta ve kalın katmanlı, sarımsı beyaz ve açık gri renkli birim üst düzeylerde tamamen kireçtaşlarından oluşmuştur. Mikroskopik veriler bu kireçtaşlarının vake taşı olduğunu, intraklastlar ve biyoklastların mikrit bağlayıcı ile bağlandığını ortaya koymaktadır. Killi kireçtaşı düzeyi Kurtini Tepe ölçülü stratigrafi kesitinde 6 m, Akçukur Mevkii-Leylek Tepe ölçülü stratigrafik kesitinde 8 m olarak belirlenmiştir. Bu birimi kirlili beyaz ve sarı renkli, kalın katmanlı kireçtaşı isufi izler. Kurtini ve Akçukur Mevkii-Leylek tepe ölçülü stratigrafik kesitlerinde 90 m olarak belirlenen düzey Burunkaya ölçülü stratigrafik kesitinde de 175 m olarak ölçülmüştür. Mikroskopik veriler kireçtaşının biyomikrit olduğunu belirtir.

Formasyonun özellikle üst düzeyleri bol fosilli olup, derlenen örneklerde şu mikrofauna gözlenmiştir:

***Orbitolites* sp.**

***Alveolina* sp.**

***Asterigerina* sp.**

***Loekhartia conditi* (NUTTALL)**

***Nummulites* spp.**

***Assilina cf. mamillata* d'ARCHIAC**

***Operculina* sp.**

***Gypsina marianensis* HANZAWA**

***Gypsina globosa* REUSS**

***Discocyclina* sp.**

Bu fosil kapsamı nedeniyle formasyona Lütisiyen yaşı verilmiştir (Özçelik ve diğ., 1990).

Fosil içeriği ve çökel özellikleri göz önüne alındığında birimin kumsal, sığ şelf ortamında depolandığı söylenebilir.

Çavuş formasyonu (Tç)

Çakıltası, kumtaşı, killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşan formasyon açısız uyumsuzlukla Tohma formasyonu üzerine gelir. Formasyon adlaması Örcen (1986)'e ait olup, tarafımızdan da benimsenmiştir. Yatay konumlu olan birim, inceleme alanının kuzey ve güney bölümlerinde oldukça geniş bir yayılıma sahiptir.

Formasyonu oluşturan kayaç türleri sırasıyla şu özellikleri içermektedir:

Tabanda; beyaz, kirlili sarı ve gri renkli çakıltası bulunur. Çakıllar yarı köşeli ve kötu boylanmalı olup gevşek tutturulmuştur. Kalın katmanlı olan çakıltaları çoğunlukla Tohma formasyonuna ait kireçtaşları ile komşu alanlarda yüzeylenen volkanoklastik birimlerden türemiştir. Volkanoklastik çakılların ileri derecede bozmuş olmaları tanınmalarını güçleştirmektedir ve kille bağlanmışlardır. İnceleme alanında, Çavuş formasyonunun tabanında belirlenen bu çakıltası düzeyi sadece Kol Köyü yöresinde gözlenmiş olup, Kol Köyü ölçülü stratigrafik kesitinde 60 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil-8).

Çakıltası düzeyini sarımsı yeşil ve gri renkli, ince-orta katmanlı kumtaşları izler. Mikroskopik verilere göre litikarenit diyebileceğimiz kumtaşının özelliklerini şu şekilde sıralayabiliriz; kuvars ve kayaç parçalarından oluşmuş olup, kayaç parçası oranı fazladır. Metamorfik ve magmatik kayaç parçalarının yanısıra ağır mineral taneleri de bulunmaktadır. Kuvars taneleri çoğunlukla monokuvarlar şeklindedir. Bağlayıcı kildir ve tanelerin bağlayıcıya oranı yaklaşık % 50'dir. Kumtaşı içinde bol miktarda kömür bileşenleride yer alır. Yaygın kömür içeriği nedeniyle kayaca kömürlü kumtaşı adı verilebilir. Bu düzeye inceleme alanında Kol Köyü yöresinde rastlanmış olup, kalınlığı Kol Köyü ölçülü stratigrafik kesitinde 58 m olarak ölçülmüştür.

Kömürlü kumtaşını beyaz ve sarı renkli, kalın katmanlı kumtaşı düzeyi izler. Gevşek çimentolu ve dağılgan karakterdeki kumtaşlarının mikroskopik incelemelerinde litika-

M E S O Z O Y İ K (M E S O Z O I C)		S E N O Z O Y İ K (C E N O Z O I C)		LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)		
KRETASE (CRETACEOUS)		TERSİYER (TERTIARY)			LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	PALEONTOLOJİ (PALEONTOLOGY)	
ÜST KRETASE (UPPER CRETACEOUS)		OLİGO-MİYOSEN (OLIGOCENE-MIOCENE)		KALINLIK (THICKNESS) M.	FORMASYON (FORMATION)	SERİ (SERIES)	
MAESTRİHTİYEN (MAASTRICHTIAN)		EÖSEN (EOCENE)					
İLİCA OFİYOLİTİ		LÜTESİYEN (LUTETIAN)		450	TOHMA (T)	KAT (STAGE)	
ULUPINAR (Kfu)		EÖSEN (EOCENE)					
300		EÖSEN (EOCENE)		150	ÇAVUŞ (Tç)	KAT (STAGE)	
300		LÜTESİYEN (LUTETIAN)					
Serpantin ve altere piroksenit (Serpentinite and alteration pyroxenite)							Lepidocyclus (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI) Lepidocyclus (Eulepidina) formosa SCHLUMBERGER Lepidocyclus (Eulepidina) favosa CUSHMAN Miogypsinoidea sp.
Gri ve yeşilimsi renkli, kötü boyanmalı çakıltaşı. (Grey and greenish coloured weakly graded conglomerate)							Gypsina globosa REUSS Lockharita cf. conditi (NUTTALL) Nummulites spp. Alveolina sp. Orbitolites sp.
Gri ve yeşil renkli kumtaşı (Grey and green coloured sandstone)							
Kırmızı renkli, kötü boyanmalı çakıltaşı (Red coloured weakly graded conglomerate)							
İnce-orta tabakalı kumtaşı (Thin to medium bedded sandstone)							
Orta ve kalın katmanlı kireçtaşı. (Medium to thick bedded limestone)							
Orta katmanlı kireçtaşı (Medium bedded limestone)							

Şekil 7: Burunkaya ölçülü stratigrafik kesiti

Figure 7: Measured stratigraphic section of the Burunkaya.

renit olduğu ve şu özellikleri taşıdığı görülmüştür; Kuvar taneleri ince kum boyutundan iri kum boyutuna kadar değişkenlik gösterip, kayacın % 40'ını oluşturur. Kayacın diğer % 40'ını ise magmatik ve volkanik kökenli kayaç parçaları teşkil eder. Bol miktarda ağır mineral varlığı görülmektedir. Ayrıca, feldispat olarak ortozlara rastlanılır. Kötü boylanmalı olan bu kumtaşlarının kalınlığı Kol Köyü ölçülü stratigrafi kesitinde 120 m olarak ölçülmüştür.

Çavuş formasyonu üstte kireçtaşları ile son bulur. Kireçtaşlarının alt düzeyleri killi olup, beyazımsı sarı ve orta katmanlıdır. Mikroskopik incelemelerde kireçtaşlarının biyomikrit olduğu ve şu özellikleri taşıdığı görülmüştür: kayaç oluşturan allokemlerin büyük bir oranda biyoklastlar olduğu ve bunların çoğunlukla foraminiferler, algler ve molusk kavkı parçalarından oluştuğu gözlenmiştir. Bağlayıcı mikrittir. Killi düzeylerle birlikte kireçtaşının kalınlığı Akçukur Mevkii-Leylek Tepe ölçülü stratigrafi kesitinde 50 m, Burunkaya ölçülü stratigrafi kesitinde 150 m, Kol Köyü ölçülü stratigrafi kesitinde de 92 m olarak ölçülmüştür.

Çavuş formasyonunun toplam kalınlığı Akçukur Mevkii-Leylek Tepe ölçülü stratigrafi kesitinde 50 m, Burunkaya ölçülü stratigrafi kesitinde 150 m, Kol Köyü ölçülü stratigrafi kesitinde ise 330 m olarak belirlenmiştir.

Akçukur Mevkii-Leylek Tepe ölçülü stratigrafi kesiti ve Burunkaya ölçülü stratigrafi kesiti ile derlenen örneklerde;

Ambistegina sp.

Operculina complanata DEFRANCE

Miogypsinoides sp.

Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MICHELOTTI)

Lepidocyclina (Eulepidina) favosa CUSHMAN

Lepidocyclina (Eulepidina) formosa SCHLUMBERGER

bentik foraminiferleri belirlenerek formasyona Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşı verilmiştir (Özçelik ve diğ., 1990).

Kol Köyü ölçülü stratigrafi kesitinde alınan örneklerde;

Textularia sp.

Rotalia sp.

Austrotrillina sp.

Ambistegina cf. lessoni d'ORBIGNY

Ambistegina sp.

Miogypsina gradipustulus COLE

Miogypsina irregularis (MICHELOTTI)

Miogypsinoides sp.

gibi mikrofauna saptanarak birime Akitaniyen-Burdigaliyen yaşı verilmiştir.

Bu veriler ışığında formasyonun genel yaş aralığı Üst Oligosen-Alt Miyosen'dir. Yine, fauna ve çökel özellikleri formasyonun kıyı ve sığ şelf ortamında çökeldiğini göstermektedir.

Göktepe formasyonu (Tg)

Çakıltası, kumtaşı, bazalt ve tüflerden oluşur. İnceleme alanının kuzeyinde Göktepe'de tip kesiti alınmış ve formasyon adlanması yapılmıştır. Avçanı Tepe ve Göktepe yöresinde yüzeyleyen birim Çavuş formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelir.

Formasyonu oluşturan kayalar şu özellikleri gösterirler:

Altta pembemsi renkli, gevşek çimentolu, kalın katmanlı ve kötü boylanmalı çakıltası ile başlayan birim ince katmanlı, kirlili beyaz-açık gri renkli, gevşek karakterde ve boşluklu gösel kireçtaşları ile devam eder. Bunları gri renkli, gevşek çimentolu, iri taneli kumtaşları izler. Kil bağlayıcı ile bağlanmış kumtaşları üst düzeylere doğru çakıltası ile ardalanmalı olup, kumtaşı katmanları kalındır. Kumtaşı katkıları ile devam eden çakıltaları formasyonun üstlerine doğru içerisinde gri ve beyaz renkli tuf bantlarının bulunduğu bazaltlara yerini bırakır. Bazaltları yine çakıltası düzeyleri izler.

Formasyonun üst düzeylerinde çakıltalarını gösel kireçtaşları ve gevşek çimentolu çakıltaları tekrar izler. Üst düzeylerdeki çakıltaları çoğunlukla serbest çakıllar halinde olup, Göktepe ölçülü stratigrafi kesitinde formasyonun kalınlığı 125 m olarak ölçülmüştür (Şekil 9).

Birime ait kayaların çoğunluğunu oluşturan çakıltalarından alınan çakıl örnekleri üzerinde yapılan makro ve mikro çalışmalar, bunların bölgede yüzeylenen Horasançal formasyonu, Ilıca ofiyoliti, Ulupınar formasyonu, Tohma formasyonu ve Çavuş formasyonuna ait çakıllar olduğu sonucunu vermiştir.

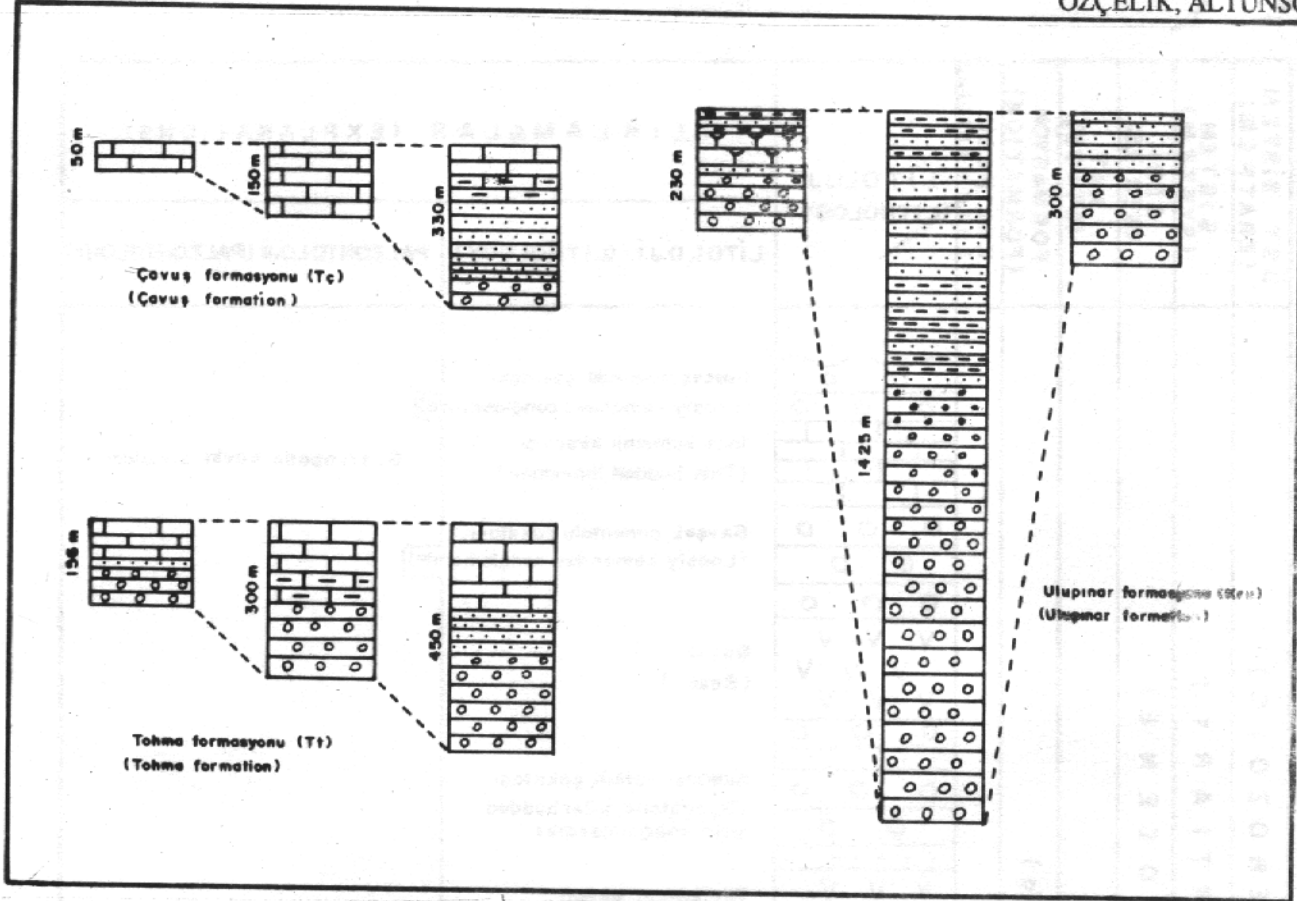
ÜST SİSTEM (ERATHEM)	SİSTEM (SYSTEM)	SERİ (SERIES)	KAT (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	KALINLIK (THICKNESS) m.	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)	
							LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	PALEONTOLOJİ (PALEONTOLOGY)
SENZOYİK (CENOZOIC)	TERSİYER (TERTIARY)	OLİGO - MİYOSEN (OLIGOCENE - MIOCENE)		Ç A V U Ş (Tc)	330		Yatay katmanlı kireçtaşı ve killi kireçtaşı. (Horizontal bedded limestone and clayey limestone)	Miogyssina irregularis (MICHELOTTI) Miogyssina gradipustulus COLE Amphistegina cf. lessoni d'ORBIGNY
							Sarı ve beyaz renkli kalın katmanlı kumtaşı. (Yellow and white coloured, thick bedded sandstone)	
		EOSEN (EOCENE) LÜTESİYEN (LUTETIAN)					Orta-ince katmanlı, kömürlü kumtaşı. (Medium to thin bedded, coaly sandstone)	
		TOHMA (T1)					Kalın katmanlı çakıltaş (Thick bedded conglomerate)	
							Kirli sarı renkli orta ve kalın katmanlı kireçtaşı. (Yellowish medium to thick bedded limestone)	

Şekil 8: Kol Köyü ölçülü stratigrafik kesiti

Figure 8: Measured stratigraphic section of Kol Köyü

ÜST SİSTEM (ERATHEM)	SİSTEM (SYSTEM)	SERİ (SERIES)	KAT (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	KALINLIK (THICKNESS)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)	
							LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	PALEONTOLOJİ (PALEONTOLOGY)
SENOZOYİK (CENOZOIC)	TERSİYER (TERTIARY)	PLİYOSEN (PLIOCENE)	GÖKTEPE (T _g)	125			Geşek çimentolu çakıltı. (Loosly cemented conglomerate)	Gastropoda kavkı kırıkları
							İnce katmanlı kireçtaşı. (Thin bedded limestone)	
							Geşek çimentolu çakıltı. (Loosly cemented conglomerate)	
							Bazalt (Basalt)	
							Kumtaşı katkılı çakıltı. (Sandstone interbedded with conglomerate)	
							Tüf katkılı bazalt. (Tuff interbedded with basalt)	
							Kumtaşı katkılı çakıltı. (Sandstone interbedded with conglomerate)	
							İnce katmanlı kireçtaşı. (Thin bedded limestone)	
							Kumtaşı katkılı çakıltı. (Sandstone interbedded with conglomerate)	
							İnce katmanlı kireçtaşı. (Thin bedded limestone)	
							Kumtaşı katkılı çakıltı. (Sandstone interbedded with conglomerate)	
							İnce katmanlı kireçtaşı. (Thin bedded limestone)	
							Kumtaşı katkılı çakıltı. (Sandstone interbedded with conglomerate)	
							Orta katmanlı kireçtaşı. (Medium bedded limestone)	

Şekil 9: Göktepe ölçülü stratigrafik kesit.
Figure 9: Measured stratigraphic section of Göktepe



Şekil 10: Ulupınar, Tohma ve Çavuş formasyonlarının karşılaştırılması
Figure 10: Correlation of Ulupınar, Tohma and Çavuş formations

Formasyon içerisinde göl ortamına işaret eden tatlı su gastropod parçaları bulunmuştur. Fosil içeriği ve stratigrafik konumu nedeniyle formasyonun Pliyosen yaşlı olabileceği düşünülmüştür.

Alüvyonlar (Qal)

İnceleme alanında gözlenen en genç birimler Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır. İri çakıl boyutundan kil boyutuna kadar olan taneler birbirleriyle bağlanmamışlardır. Tohma Çayı boyunca görülürler.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile inceleme alanının 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası çıkarılmış, 3 adet ölçülü stratigrafi kesiti alınarak alanın stratigrafik çözümü yapılmış ve formasyonlar ayrılmıştır. Üst Jurasik-Alt Kretase ile Üst Kretase birimleri Üst Kretase ile Orta Eosen birimleri, Orta Eosen ile Üst Oligosen-Alt Miyosen birimleri ve Üst Oligosen-Alt Miyosen ile Pliyosen birimleri arasında uyumsuzluk düzlemleri belirlenmiştir. Ölçülü stratigrafik kesitlerinin formasyonlara göre karşılaştırılması yapılmıştır (Şekil 10).

İnceleme alanında serpantinleşmiş piroksenitlerden

oluşan ofiyolitik birim Ilıca ofiyoliti olarak adlandırılmış ve konumu belirlenmiştir.

Ulupınar formasyonu içerisinde yanıl devamlılığı sürekli olmayan bir kıyı resifinin varlığı ortaya konmuş olup, bu birimden alınan rudist örnekleriyle cins ve tür adları yapılmıştır.

Pliyosen yaşlı volkanik katkı karasal çökeller Göktepe formasyonu olarak adlandırılmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, C.Ü. Araştırma Fonu tarafından desteklenen bu çalışmalarında görüş ve yardımlarından yararlandıkları Prof.Dr. Engin MERİÇ (İ.Ü.), Doç.Dr. Sacit ÖZER (D.E.Ü.), Doç.Dr. İzver TANSEL (İ.Ü.), Yrd.Doç.Dr. Mehmet SAKINÇ (İ.T.Ü.) ve Yrd.Doç.Dr. Durmuş BOZTUĞ (C.Ü.) ile Veli KAYAOĞLU'na (C.Ü.) teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

Akkuş, M.F., 1971, Darende-Balaban Havzasının (Malatya) jeolojik ve stratigrafik incelemesi:

M.T.A.Ens.Derg. 76, 1-60, Ankara.

- Ayan, T., 1961, Malatya kuzeyindeki Hekimhan-Ebreme Köyü bölgesinin (K39-c3) detay jeolojisi ve petrol imkanları: M.T.A. Ens.Rap.No:4186, Ankara.
- Ayan, T., ve Bulut, C., 1964, Balaban, Yazıhan, Kurşunlu ve Levent (Malatya) Bucakları arasındaki alanın genel jeolojisi: M.T.A.Ens.Derg., 62, 57-81, Ankara.
- Bozkaya, Ö., 1991, Hekimhan güneyi (KB Malatya) Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimanter istifin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi: C.Ü.Fen Bilimleri Ens., Yük.Lisans Tezi, 227s, (Yayınlanmamış), Sivas.
- Brinkmann, R., 1968, Einige geologische leitlinien von Anatolien: Geol. et Palcont., 2, Marburg.
- Dewey, J.F., III Hiukar, W.C., Ryan, W.B.F., and Bonin, J., 1973, Pluto tectonics and the evolution of the Alpine system: Geol.Soc.Amer.Bull., 84, 3137-3180.
- İlker, S., 1970, Darende dolayının jeolojisi ve petrol imkanları: T.P.A.O. Rap. No:499, Ankara.
- Karacabey-Öztemür, N., 1980, Two new genera of Radiolitiidae (Balabania n. gen., Kurtinia n. gen) from Turkey: T.J.K. Bülteni, C.23, S.1, 79-87, Ankara.
- Örçen, S., 1986, Medik-Ebreme (Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontolojisi: M.T.A.Ens.Derg., S.105/106, 39-69, Ankara.
- Özçelik, O., Meriç, E., ve Özer, S., 1990, Hisarcık-Esenbey (Balaban-Malatya) yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafik özellikleri: S.Ü.Müh.-Mim.Fak., Derg., C.5, S. 1-2, S.20-29, Konya.

GÜNEY PİRENE HAVZASI (İSPANYA) VE TÜRKİYE PALEOSEN'İNE GENEL BİR BAKIŞ

Generalized view of the Paleocene of south Pyrenean basin (Spain) and Turkey

Nurdan İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS

ÖZ: Güney Pirene Havzasının (İspanya) Paleosen tip ve yardımcı kesitlerinde Erken Paleosen'in, karasal ve lagüner "Garumnien" fasiyesiyle; Geç Paleosen'in, transgressif bir fazı işaret eden sığ denizel kireçtaşlarından oluşmuş İlerdiyen tortullarıyla temsil edildiği; Tanesiyen'de (Orta Paleosen) *Alveolina (Glomalveolina) primaeva*, *Alveolina (Glomalveolina) levis*; İlerdiyen'de (Geç Paleosen) *Alveolina cumiformis* ve *Alveolina ellipsoidalis* biyozonlarının tesbit edildiği görülmüştür. Bu yüzleklerden alınan örnekler incelenerek, önemli biyozon oluşturan bentik foraminiferlerin sistematik tanımlaması yapılmıştır. Güney Pirene Havzasının (İspanya) paleontolojik ve stratigrafik verileri, Türkiye'deki Paleosen verileriyle karşılaştırılmış; Türkiye'deki çalışmalarda, kat ayırımında farklı metodların benimsendiği, bentik foraminiferlere göre biyozon ayırımının eksik olduğu gözlenmiştir.

ABSTRACT: According to the Paleocene type and reference sections of Southern Pyrenean Basin (Spain), Early Paleocene is characterized by the non-marine and lagunar sediments of "Garumnian facies" but Late Paleocene is characterized by the transgressive shallow marine limestone of Ilerdian sediments. The biozones are pointed out as *Alveolina (Glomalveolina) primaeva*, *Alveolina (Glomalveolina) levis* in Thanetian and *Alveolina cucumiformis*, *Alveolina ellipsoidalis* in Ilerdian. The systematic paleontology of these benthic foraminifera are also given in the above studies. All the paleontologic and stratigraphic from South Pyrenean Basin are compared with Turkish Paleocene. It is understood that the different methods have been used for building biozones in two countries and the biozonations are incomplete here in Turkey.

GİRİŞ

Geç Kretase-Paleojen sınırında, biota'da genel bir değişimin olduğu, Mesozoyik'in birçok canlısının sönüp, Paleojen'le yepyeni bir canlı topluluğunun yaşamaya başladığı kabul edilir. Plantik foraminiferler bakımından, Geç Kretase-Paleojen sınırı, *Globotruncanidea* gibi foraminiferlerin kaybolması ve *Globigerina eugubina* ile *Globigerina fringa* gibi ufak, yeni morfotiflerin ortaya çıkmasıyla belirlenmiş; Paleosen'in planktonik foraminifer biyozonları kesintisiz olarak tesbit edilmiştir (P1-P5). Ancak, Geç Kretase-Paleosen sınırında Daniyen katını ve üstde İlerdiyen-Kuizyen sınırını temsil eden bentik foraminiferlerin tesbit edilmemiş olması, Paleosen'in bentik foraminifer biyozonlarının kesintisiz olarak tesbitinde problem sunar.

UNESCO destekli "IGCP 286 Early Paleogene Benthos" (Erken Paleojen Bentikleri) projesinin 5 yıllık çalışma programı çerçevesinde bu problemlere kalıcı çözümler getirilmesi amaçlanmış ve ilk çalışmalar, 15-21 Ekim 1990'da İspanya-Jaca'daki toplantılarda yapılmış ve bu kapsamda Güney Pirene Havzasında Paleosen'in tip ve yardımcı kesit-

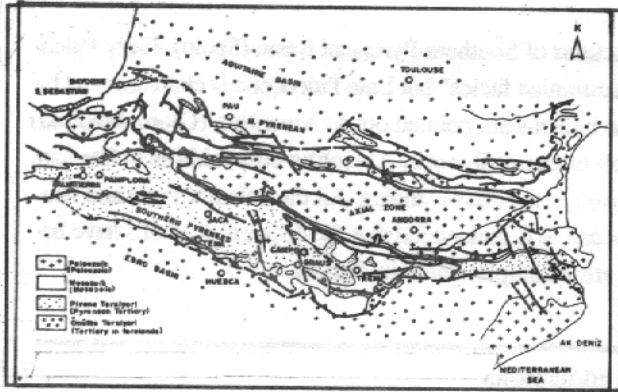
leri görülmüştür.

Bu çalışmada, Güney Pirene Havzasının (İspanya) Paleosen'i hakkında, "IGCP N.286 Arazi Notları" kitabından yapılan tercümenin özeti olan kısa bilgi verildikten sonra, tip ve yardımcı kesitlerden toplanan örneklerle göre, biyozon oluşturan bentik foraminiferlerin tanımlarının yapılması, Türkiye'deki Paleosen yüzleklerinde yapılmış çalışmaları toparlayarak, bu verilerle karşılaştırılması ve böylece ilerde yapılacak çalışmalara yardımcı olunması amaçlanmıştır.

GÜNEY PİRENE HAVZASINDA (İSPANYA) PALEOSEN

Güney Pirenelerde Paleosen tortullaşması, sıkışma rejiminin denetiminde gelişmiş ve şekillenme içeriğine göre, kuzeyden güneye doğru, 1- Hinterland (Art bölge), 2- Yoğun bindirmelere sahip, sırtda taşınmış havzalar, 3- Bindirme zonu önünde gelişmiş alüvyon yelpazeleri, 4- Devrik kıvrımlarla tanımlanan yanal rampalar, 5- Foreland havzaları olmak üzere beş ayrı yapısal katda incelenmiştir (IGCP 286, 1990).

Bölgede güneyden doğuya doğru, platformdan karasal ve lagüner fasiyese yanal geçiş gösteren Erken Paleosen tortulları, kırmızı ve alacalı renkli marnlar, şeyller, laküstrin kireçtaşları, kumtaşları ve küçük boyutlu konglomeralarla temsil edilir (Şekil. 1-5). Karasal ve lagüner fasiyesler, Üst Kretase-Dano-Monsiyen ve Tanesiyen arasında görülür. Bu fasiyesler için "Garumniyen" terimi ilk kez Leymerie (1968) tarafından kullanılmış, daha sonra Mey ve diğerlerinin (1968) kullandığı "Trempe formasyonu" deyimi, "Garumniyen fasiyesi" nin eşdeğeri kabul edilmiştir. Güney Pireneler'de Trempe-Graus havzasında, daha çok, Alt İlerdiyen tortulları yüzlek verir. Havzanın güney kenarı, *Alveolina cucumiformis*, *Alveolina ellipsoidalis* ve *Alveolina mossoulensis* biyozonlarını içeren sığ, platform tipi karbonatlarla; orta kısımları, altda biyoklastik tabakalar içeren mavi renkli şeyllerle, üstde ise, zengin *Turritella* içerikli siltli şeyllerle temsil edilir. Bu birimler, bataklık lagünü, körfez lagünü ve ön delta ortamını karakterize ederler.

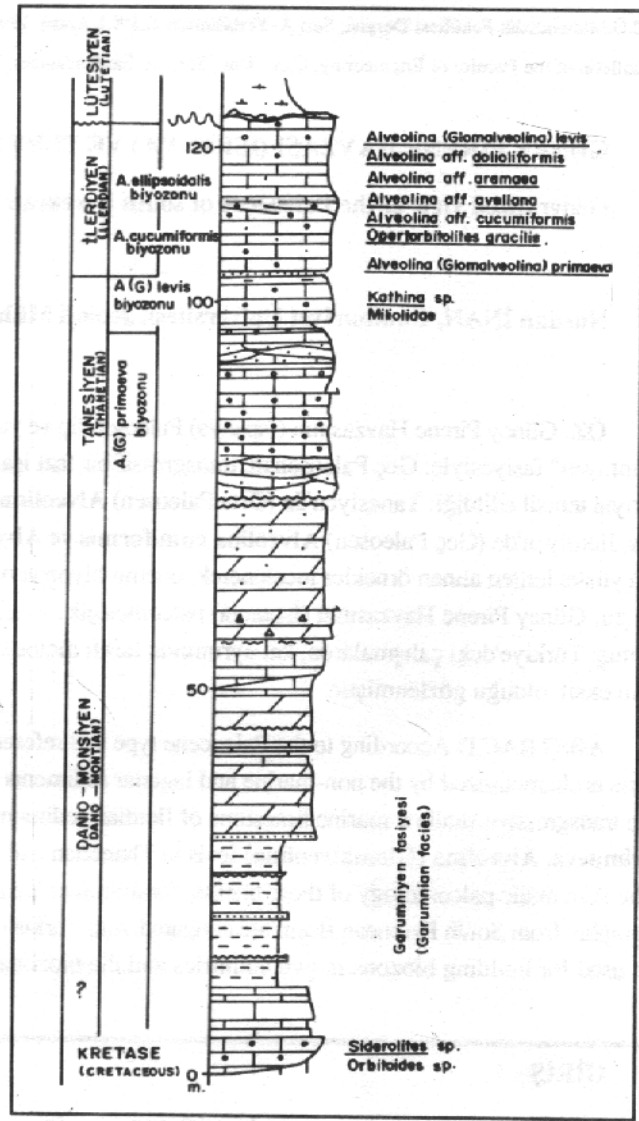


Şekil 1: Pirenelerin genelleştirilmiş jeolojik haritası (IGCP Projesi N 286, 1990)

Figure 1: Generalized geologic map of the Pyrenean chain (IGCP project N 286, 1990)

Trempe-Graus havzasının kuzeyinde, Alt İlerdiyen, lokal olarak Garumniyen fasiyesi (Trempe formasyonu) üzerine uyumsuzlukla gelmekte ve iki seviyeden oluşmaktadır (Şekil.2. 4. 5). Alt bölüm, lagüner ve sığ körfez şeyleriyle arakatkılı sığ denizel kireçtaşlarıyla, üst bölüm ise, transgressif açık denizel şeyllerden oluşur. Benzer istif, Campo bölgesinde *Alveolina cucumiformis* ile *Alveolina ellipsoidalis* biyozonunu içeren kireçtaşlarıyla ve *Alveolina mossoulensis* biyozonunu içeren marnlarla temsil edilir (Şekil 3-4).

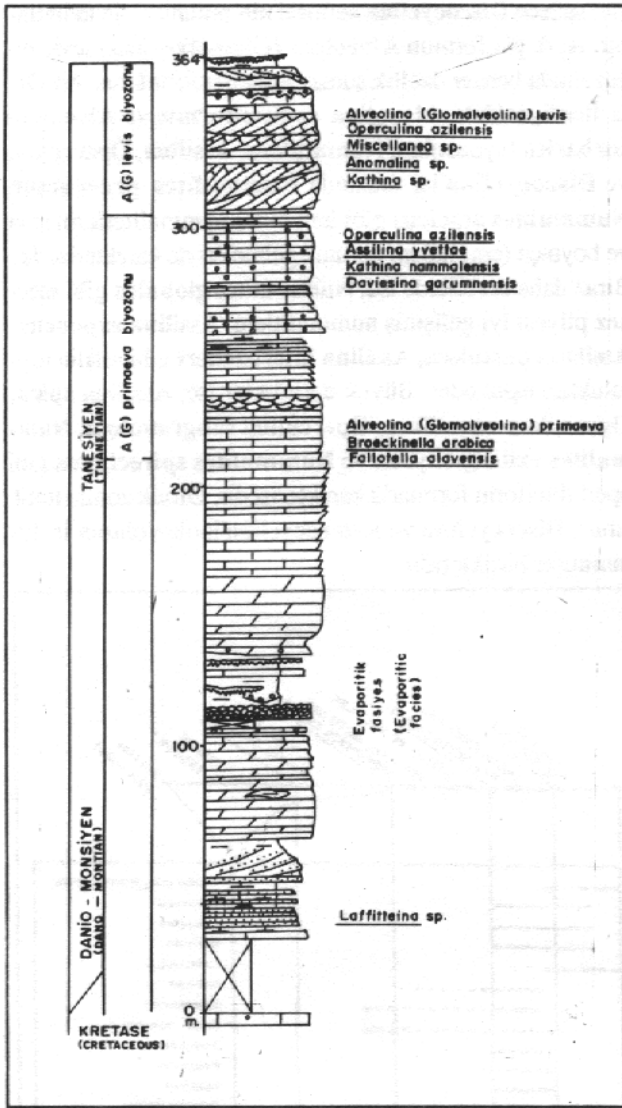
Güney Pirene Havzasının doğusunda, Erken Paleosen tortullarına Pedraforca bindirmesi ve Cadi napı olarak adlandırılan iki tektonik birim içinde raslanır. Bu kesimde Erken Paleosen, Üst Maestrihtiyen-Üst Tanesiyen yaş aralığında çökelmiş olan temel kıtasal, Lagüner bir imlerden o-



Şekil 2: Salvatierra dikme kesiti (IGCP projesi N 286, 1990)

Figure 2: Cross section of Salvatierra de Esca (IGCP project N 286, 1990)

luşmuş "Garumniyen fasiyesi" karakteristiktir. Birim, Alt Orta İlerdiyen yaşlı sığ denizel kireçtaşları ve marnlarla örülür. Pedraforca bindirme zonunda, altda 130 m. kalınlıkta, ekonomik değere sahip linyit tabakaları içeren gri-sarı renkli marn ve laküstrin kireçtaşı aralanmalarını, Dinazor kemikleri içeren kumtaşı seviyeleri, bu seviyeyide 40 m. kalınlıkta, Charophyta florası içeren laküstrin kireçtaşları ve olasılıkla Tanesiyen yaşlı kırmızı renkli marn istifi izler. Garumniyen fasiyesi, Cadi napında daha ince olup, linyit tabakaları içermez. Bu napın, Alt İlerdiyen istifinde, sığ platform biyoklastik kireçtaşı ve körfez gri marnları olmak üzere, birbirleriyle yanal geçişli iki ana fasiyes ayırdedilebilir.



Şekil 3: Campo dikme kesiti (Alt kısım) (IGCP projesi N 286, 1990)

Figure 3: Cross section of Campo (Lower Part) (IGCP project N 286, 1990)

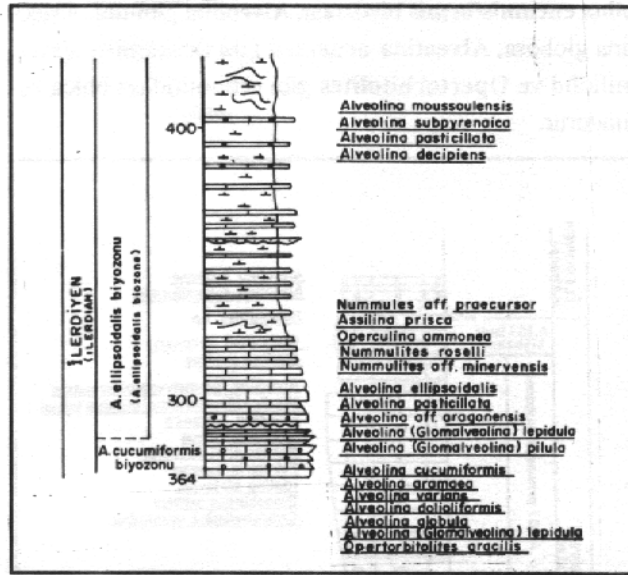
Bentik Foramineferlerin Dağılımı

Güney Pirine Havzasının Paleosen bentik foramineferlerinin dağılımı detaylı olarak ortaya konmuştur (Şekil 6).

- Sınırlı platform

Karasal ve denizel tortullaşma arasında çok sığ ve sınırlı koşullardaki depolanmalarda üç tipik topluluk tanımlanmıştır.

a- Garumniyen fasiyesinin alt bölümlerinde laküstrin fasiyes içinde arakatıklar halindeki midyeli siliklastik tabakalar (oyster) bulunur. Bu seviyelerde bol ostracod, rotaloidal formlar ve Laffiteina türleri yer alır (Dano-Monsi-



Şekil 4: Campo dikme kesiti (Üst Kısım) (IGCP projesi N 286, 1990)

Figure 4: Cross section at Campa (upper part) (IGCP project N 286, 1990)

yen).

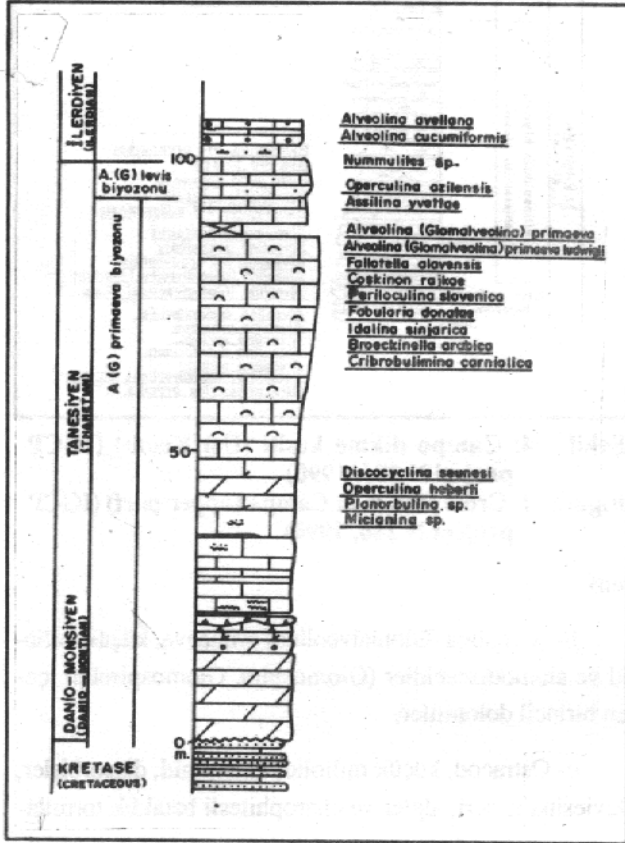
b- Alveolina (Glomalveolina) primaeva, küçük miliolid ve ammodiscacidler (Glomospira, Glomospirella) içeren birincil dolomitler.

c- Ostracod, küçük miliolid, valvulinid, discorbisler, Daviesina türleri, algler ve charophitesli bataklık tortulları.

- Korunmalı platform

Korunmalı platformlarda, Dano-Monsiyen-Alt Tanesiyen'de, sadece tanımlanamayan rotaloidler (olasılıkla Kathina ve Miscellanea türleri) bulunmuştur. Orta Tanesiyen'de ise, Alveolina (Glomalveolina) primaeva biyozonunda çok zengin iri foraminiferler vardır. Bu biyozonda Alveolina (Glomalveolina) primaeva ve Alveolina (Glomalveolina) ludwigi, Idalina sijnarica, Periloculina slovenica, Fabularia donatae, Spirolina, Praerhapidionina, küçük orbitolitid ve miliolidler gibi porselen kabuklu, Broeckinella arabica, Fallotella alavensis, Cribrobullimina carniolica, valvulinidler gibi aglutine kabuklu foraminiferler bulunur. Üst Tanesiyen'de ise Alveolina (Glomalveolina) lewis biyozonunda, kıyıya yakın yerlerde Alveolina (Glomalveolina) lewis ve Miliolidae'ler, kıydan biraz uzakta Operorbitolites'in ilk temsilcileri ve Üst Tanesiyen-İlerdiyen temeli arasında yer alan, Alveolina aff. avellana, Alveolina aff. dolioliformis, Alveolina aff. cucumiformis, Alveolina aff. ellipsoidalis, Alveolina aff. aramaea gibi flaskülinize alveolinlerdir. Alt İlerdiyen'de Alve-

olına cucumisformis biyozonu, Alveolina globula, Alveolina globosa, Alveolina aramaea gibi floskülünize türler, miliolid ve Opertorbitolites gibi orbitolitidleri bolca bulundurur.



Şekil 5: Tena dikme kesiti (IGCP projesi, N 286, 1990)

Figure 5: Cross section of Tena (IGCP project, N 286, 1990)

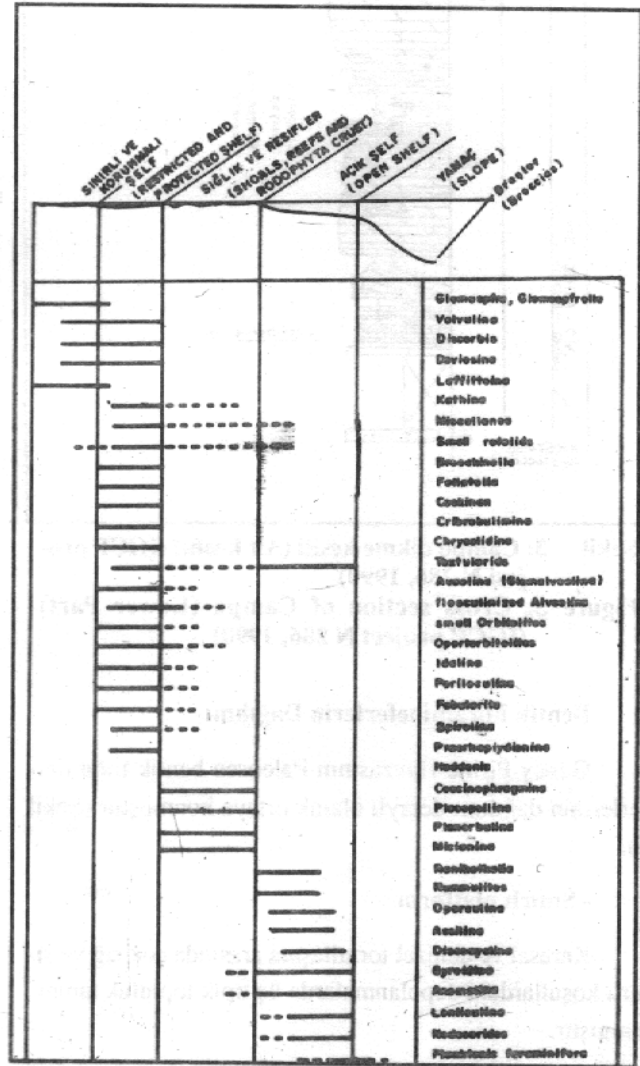
- Resif Ortamı

Bu ortamlar, rhodophytes, bryozoa ve alglerin oluşturduğu deniz tabanı kolonileriyle karakterizedir. Burada bol miktarda aglutine kabuk yapısındaki Haddonina, Coscinophragma, Placopsilina, Planorbullina, Miciana cinslerinin türleri ve Miscellaneous, Kathina türlerine benzeyen tanımlanmamış rotaloidal formlar gözlenir.

- Açık Platform

Açık platform, Dano-Monsiyen-Alt- Tanesiyen'de Gyroidina, Anomalina, Lenticulina ve nodosaridler gibi küçük bentik tiplerin yanısıra, planktik foraminiferler bulundurur. Açık platformun Alveolina (Glomalveolina) primaeva biyozonunda üç zon yer alır. I. zon Ranikothalia ve Operculina heberti gibi nummulitik formların, II. zon, Discocyclina seunesi ve birlikte bulunan formların, III. zon

ise, sadece Discocyclina seunesi'nin bulunuşu ile tanımlanır. Açık platformun Alveolina (Glomalveolina) levis biyozonunda benzer özellik sunar. Açık platformların, Alt-Orta İlerdiyen'deki Alveolina cucumisformis ve Alveolina corbarica biyozonları, Nummulites, Assilina, Operculina ve Discocyclina'lar arasında Nummulites praecursor, Nummulites atacus gibi lentiküler nummuliterlerin sayı ve boyutça (cm) hakim duruma gelmeleriyle karakterizedir. Biraz daha derinlerde ise, Nummulites globulus gibi merkez pilyesi iyi gelişmiş nummulitere, Assilina exponens, Assilina pustulosa, Assilina luterbacheri gibi assilin toplulukları eşlik eder. Büyük derinlikler ise, Assilina spira, Operculina canalifera, Operculina subgranulosa, Nummulites exilis gibi yassı ve Nummulites spirectypus gibi operkülüniform formlarla karakterizedir. Öfotik zonun limit sınırı, Discocyclina ve Asterocyclina'lardan oluşan iri foraminifer birlikleridir.



Şekil 6: Güney Pirene baseninin Paleosen bentik foraminifer dağılımı (IGCP N 286, 1990)

Figure 6: Distribution of some Paleocene benthic foraminifera in the South Pyrenan Basin (IGCP N 286, 1990)

- Breşik Seviyeler

Bu seviyeler, dağınık depolanma ortamlarından gelen iri foraminiferleri içeren kırıntılardan oluşur. Büyük çoğunluğu korunmalı platformlardan türemiş olup, yersel erozyonları işaret ederler (IGCP N.286, 1990).

SİSTEMATİK İNCELEME

Bu bölümde, Güney Pirene Havzasının değişik kesitlerinden yazar tarafından toplanmış olan örnekler incelenmiş ve bollukla rastlanan birkaç türün tanımı yapılmıştır.

Familya ALVEOLINIDAE Ehrenberg, 1839

Cins ALVEOLINA d'Orbigny, 1826

Alt Cins GLOMALVEOLINA Reichel, 1937

Alveolina (Glomalveolina) primaeva Reichel, 1937

(Levha I, Şekil 1-5)

1937 *Alveolina primaeva* n.sp., Reichel, levha 9, şekil 4-5, metin içi şekil 15

1960 *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel, Hottinger, levha 1, şekil 3-7

1976 *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel, Sirel, levha 1, şekil 6-13

Porselen kalker kavkı küçük boyutta, sferik, hafifçe oval yada natuloid şekildedir. Ekvatoryal çap, 1,025-2,325 mm, eksenel çapı 0,675-2,250 mm kalınlığı, 0,6 -2 mm ölçülmüştür. Uzama indisi 0,6-0,9'dur. İlk loca çok küçüktür. İlk locayı takiben bir yumaklanma (miliolin) devresi görülür. Bunu, 5-8 loca izler. Taban tabakasının kalınlığı ile, locacıkların yüksekliği hemen hemen birbirine eşittir.

Alveolina (Glomalveolina) levis Hottinger, 1960

(Levha I, Şekil 6-10)

1960 *Alveolina (Glomalveolina) levis* n.sp., Hottinger, levha I, Şekil 11-14 metin içi şekil 11-14.

Kavkı, küçük boyutta, elipsoidal ve hafifçe uzamış elipsoidal şekildedir. Ekvatoryal çap 1-2,075 mm, eksenel çap 1,675-2,750 mm ve kalınlık 0,950-2,375 mm ölçülmüştür. Uzama indisi 1,3-1,6'dır. İlk locayı izleyen yumaklanma devresinden sonraki 4-8 turda, 16-26 loca bulunur. Septalar belirgin ve derindir. Taban tabakası incedir. Eksenel kesitlerde, taban tabakasının kalınlığı, ilk turlarda locacık yüksekliğinin 1/3 kadarken, son turlarda 1/6'ine kadar düşer.

Locacıklar iri dairesel kesitler verirler.

Cins ALVEOLINA d'Orbigny, 1826

Alveolina cucumiformis Hottinger, 1960

(Levha II, Şekil 1-5)

1960 *Alveolina cucumiformis* n.sp., Hottinger, metin için şekil 26, 29, no 1,1, şekil 71 c, 72, 73.

1965 *Alveolina cucumiformis* Hottinger, Dizer, levha 2, şekil 6.

1976 *Alveolina cucumiformis* Hottinger, Sirel, levha 2, şekil 1-4.

Porselen kalker kavkı uzamış fusiform yada oval şekildedir. Ekvatoryal çapı 1,625-2,750 mm, eksenel çapı 3,125-4,75 mm, kalınlığı 1-2,075 mm'dir. Uzama indisi 1,9 civarındadır. Septa derinliği az ve taban tabakası incedir. Taban tabakasının kalınlığı, locacık yüksekliğinden fazla değildir. Ancak, taban tabakasının kalınlaşması kutuplarda belirgindir. Locacıklar, bir locadan diğerine ardışıklı düzende, dairesel ve sıkıdır. İlk turlarda dairesel, son turlarda ise oval kesit verirler.

Alveolina ellipsoidalis Schwager, 1883 (Levha II, Şekil 6-9)

1983 *Alveolina ellipsoidalis* n. sp., Schwager, levha 25, şekil 1-2.

1960 *Alveolina ellipsoidalis* Schwager, Hottinger, levha 2, şekil 1-8, metin içi şekil 20c, 33a, b.

1976 *Alveolina ellipsoidalis* Schwager, Sirel, levha 2, şekil 5-6,8-11, levha 6, şekil 6.

Porselen kalker kavkı şişkin fusiform şekildedir. Ekvatoryal çap 0,8-2,05 mm, eksenel çap 1,1-2,6 mm ve kalınlık 1-1,425 mm ölçülmüştür. Uzama indisi, 1, 2-1,4'dür. Septa derinliği az ve taban tabakası çok incedir. İlk turlarda locacık yüksekliğinin 1/4'i ve son turlarda 1/3'i orandadır. Kutuplarda kalınlaşma göstermez. Locacıklar, bir locadan diğerine devamlı ve çok sayıdadır. İlk turlarda dairesel, son turlarda oval kesitler verirler.

Alveolina avellana Hottinger, 1960

(Levha II, şekil 10-11)

1960 *Alveolina avellana* n.sp., Hottinger, levha 6, şekil 14-17, metin içi şekil 59.

1965 *Alveolina avellana* Hottinger, Dizer, levha 1,

şekil 1-2.

1976 *Alveolina avellana* Hottinger, Sirel, levha 2, şekil 7, 12-17, levha 4, şekil 7-8, levha 5, şekil 15.

Porselen kalker kavkı küremsi, ekvatoryal çapı 2-2,750 mm, aksenal çapı, 1,8-2,75 mm ve kalınlığı 1,5-2,625 mm ölçülmüştür. Uzama indisi 0,9-1'dir. Septa derinliği az ve taban tabakası çok kalındır. İlk 2-2,5 turda locacık yüksekliğinin yaklaşık 3 katı iken, sonra gelen 3 turda 6-8 katına erişir. Taban tabakasının çok kalınlaştığı bu turlardan sonra, son 3-4 tur birden daralır ve taban tabakasının kalınlığı, loca yüksekliğinin 2 katına düşer.

Alveolina pasticillata Schwager, 1883

(Levha I, şekil 11-12)

1883 *Alveolina pasticillata* n.sp. Schwager, levha 26, şekil 2.

1960 *Alveolina pasticillata* Schwager, Hottinger, levha 4, şekil 26-33.

1965 *Alveolina pasticillata* Schwager, Dizer, levha I, Şekil 3.

1976 *Alveolina pasticillata* Schwager, Sirel, levha 3, şekil 14-17.

Kavkı küresel şekilde; ekvatoryal çapı 1,875-2,2 mm, aksenal çapı 2-3,2 mm, uzama indisi 1,1-1,4'dür. Septa derinliği azdır. Taban tabakası, ilk locayı izleyen turlarda aniden kalınlaşır ve locacık yüksekliğinin 8-10 katına erişir.

TÜRKİYE'DE PALEOSEN

Bu bölümde, Türkiye'deki Paleosen yüzleklerinde yapılmış çalışmalar derlenerek, genel bir değerlendirme yapılmıştır.

Alt ve Üst Sınırlar

Karadeniz kıyı dağları ve İç Anadolu'da Mesozoyik, Paleozoyik yaşlı temel üzerine açılı uyumsuz olarak taban konglomemasıyla gelmekte, üstde Kretase tabakaları, çoğu kez, sürekli, dereceli yada uyumlu olarak Paleosen'e geçmektedir. Armutlu yarımadası (Bargu ve Sakıncı, 1987), He-reke-Kurucadağ (Altınlı, 1968), Sakarya (Saner, 1978), Devrek, Bartın, Gebze, Akçakoca, Yenişehir, Bilecik, Göynük ve Kastamonu (Dizer, 1971, Dizer ve Meriç, 1980-81), Amasra-Bartın, Sinop (Coşkun, 1978, Ketin, 1983), Ereğli-Zonguldak (Baykal, 1974, Kaya ve diğr. 1986), Bolu (Kaya

ve Dizer, 1981-82), Yığılca-Bolu (Görmüş, 1982, Kaya ve diğr., 1986), Göynük (Meriç ve Şengüler, 1986), Mengen-Bolu (Öztürk ve diğr., 1984, Cerit, 1984), Ballıdağ-Çangal-dağ-Kastamonu (Aydın ve diğr., 1986), Daday-Devrekani-Kastamonu (Yılmaz, 1980), Ünye, Ordu, Reşadiye, Koyul-hisar (Terlemez ve Yılmaz, 1980), Kelkit vadisi (Seymen, 1975), Tecer Dağları-Sivas (İnan ve İnan, 1987), Haymana (Sirel, 1975, Ünal ve diğr., 1976, Toker, 1980, Sirel ve diğr., 1986, Meriç ve Tansel, 1987) ve Tuz gölü (Arıkan, 1975, Uygun, 1981, Şahbaz, 1985) yörelerinde, Kretase/Tersiyer geçişinin bu özelliğini gözliyoruz.

Geç Kretase-Paleosen devresinde, Doğu Karadeniz'de volkanik ve mağmatik faaliyetlerin etkin olduğunu, bununla birlikte tortullaşmanın devam ettiğini, volkanik materyal içinde yer alan makro-mikro fosil içerikli kireçtaşı-marn seviyelerinden anlamaktayız. Bunun örnekleri, Tirebolu ve Rize (Rize formasyonu) yörelerinde belirgindir (Ketin, 1983, Korkmaz ve Gedik, 1988).

Toroslar ve Güneydoğu Anadolu'da, Paleozoyik'den Mesozoyik'e geçiş genellikle sürekli, Mesozoyik'den Senozoyik'e geçiş ise sürekli değildir; arada bir sedimentasyon boşluğu, bir aşınma evresi bulunmaktadır (Baykal, 1974, Ketin, 1983).

Bununda dışında, Türkiye'de, Maestrihtiyen sonu Laramiyen orojenik fazının, Bornova-İzmir (Özer ve İrtem, 1982), Çünür-Isparta (Karaman ve diğr., 1988), Tuzgölü havzası (Oktay ve Dellaloğlu, 1987), Ereğli-Konya (Pampal ve Meriç, 1990), Abant-Yeniçağ (Öztürk ve diğr., 1984) ve Baskil-Aydınlar-Elazığ (Turan, 1984) yörelerinde olduğu gibi, Kretase-Paleosen sınırında genel bir uyumsuzluk oluşturduğu söylenebilir.

Armutlu yarımadası (Bargu ve Sakıncı, 1987)) Sakarya bölgesi (Saner, 1978), Tecer ve Gürlevik Dağları-Sivas (İnan ve İnan, 1987, 1990) ve Şarkışla (Gökten, 1983) gibi bazı yüzleklerde, Paleosen sonu Anadolu orojenik fazı etkisiyle kıvrılmalar olmuş ve Eosen, Paleosen üzerinde uyumsuzlukla yer almıştır. Adıyaman (Meriç, 1987, Meriç ve diğr., 1987), Adana-Saimbeyli (Tutkun, 1984) ve Haymana (Ünal ve diğr., 1976, Toker, 1980, Sirel ve diğr., 1986) gibi bazı bölgelerde ise, Paleosen-Eosen geçişi uyumlu, derecelidir. Tekman-Karayazı, Muş-Hınıs havzalarında (Kurtman ve Akkuş, 1971), Eşil-Erzincan-Karlıova-Bingöl yöresinde (Tutkun, 1986), Erzurum-Aşkale-Tortum yöresinde (İnan, 1988), Gürün-Sivas yöresinde (Kurtman, 1978) ve Fethiye'den Antalya'ya kadar olan bölgede (Martin, 1969) olduğu gibi bazı kesimlerde de, Alt-Orta Eosen, Tersiyer

yer'den yaşlı formasyonları açısız uymazlıkla örtmüş ve Paleosen stratigrafik boşluğa karşılık gelmiştir. Bu durumu, Laramiyen orojenik fazı sonucunda genel bir yükselmeye kara haline gelen bölgelerin, ancak büyük Eosen transgresyonuyla tekrar deniz etrafından işgal edilmesine bağlayabiliriz (Şekil 7).

Biyo ve Kronostratigrafik Sonuçlar

Derin denizel ortamla temsil olunan Paleosen yüzleklerinde, Ağva (İstanbul) yöresi (Tansel, 1989), Devrek ve Bartın (Dizer, 1971, Dizer ve Meriç, 1980-81), Kastamonu (Aydın ve diğr., 1986), Bornova-İzmir (Özer ve İrtem, 1982), Bolu-Göynük (Meriç ve Şengül, 1986), Yahşihan (Gökçen, 1977), Paşadağ-Aladağ (Tuzgözü kuzeyi) yöresi (Şahbaz ve Köksoy, 1985), Şarkışla (Gökten, 1983) ve Adıyaman (Meriç, 1987, Meriç ve diğr., 1987) yörelerinde olduğu gibi, planktik foraminiferler, nannoplanktonlar ve ostrakodlara göre biyozon ayırımının genellikle iyi yapılmış olduğunu görürüz.

Neritik ortamla temsil olunan yüzleklerde, Yenişehir, Bilecik, Göynük ve Kastamonu yöreleri (Dizer ve Meriç, 1980-81), Haymana-Polatlı (Sirel, 1976, Gökçen, 1977, Sirel ve diğr. 1986) ve Adıyaman yöresindeki (Meriç, 1987, Meriç ve diğr. 1987) birkaç çalışmanın dışında, bentik foraminiferlere göre biyozon ayırımının eksik olduğunu görüyoruz.

Kelkit Vadisi (Seymen, 1975), Bolkardağı Birliği (Özgül, 1976), Bornova-İzmir (Yağmurlu, 1980) ve Tuzgözü Havzasında (Oktay ve Dellaloğlu, 1987) olduğu gibi, bazı çalışmalarda, yaş vermenin, stratigrafik konuma göre yapıldığını; Ereğli-Zonguldak (Baykal, 1974), Daday-Devrekani (Yılmaz, 1980), Yığılca (Görmüş, 1982) ve Mengen-Bolu (Cerit, 1984) yörelerinde olduğu gibi bazı çalışmalarda ise, kronostratigrafik birimlerin, Paleosen olarak seri bazında bırakıldığını, kat ayırımının yapılmadığını, böylece paleontolojik verilerin zorlanmadığını görüyoruz.

Türkiye'de yapılan çalışmalarda, Paleosen serisinin genellikle, Daniyen ve Monsiyen katlarının Alt, Tanesiyen katının Üst olarak belirtilmesiyle ikiye bölünerek incelendiğini saptıyordu. Daniyen katının kronostratigrafik konumunun tartışmalı olduğu dönemlere ait çalışmalarda (Dizer, 1968) Paleosen; Monsiyen katının Alt, Tanesiyen ve Sparnaşiyen katının Üst olarak belirtilmesiyle ikiye ayrılarak incelenmiştir. Ayrıca Daniyen katının Alt (Erken), Monsiyen katının Orta, Tanesiyen katının Üst (Geç) olarak belirtildiği çalışmalar (Toker, 1980, Şahbaz ve Köksoy, 1985, Kaya ve diğr., 1986, Tansel, 1989) ve Paleosen Başlı-Ortası-Sonu

olarak belirtilen çalışmalar (Kaya ve Dizer, 1980-81) mevcuttur.

KARŞILAŞTIRMA

Güney Pirene Havzasının (İspanya) Paleosen'inde, tabanda, karasal ve lagüner özellikteki Garumniyen fasiyesini, tavanda lagüner ve sığ denizel özellikteki seviyeler izler. Bu seviyelerde, bentik foraminiferlere göre, Tanesiyen'de, *Alveolina* (*Glomalveolina*) *primaeva* ile *Alveolina* (*Glomalveolina*) *levis*; İlerdiyen'de, *Alveolina cucumiformis* ile *Alveolina ellipsoidalis* biyozonları tesbit edilmiştir (Şekil 2-5). Bentik foraminifer içeriği, Güney Pirene Paleosen'ine çok benzeyen Haymana-Polatlı havzasında, Kartal formasyonunun alt seviyeleri, Garumniyen fasiyesinin karşılığı olarak gösterilmiştir (Sirel, 1976, Sirel ve diğr., 1986). Sakarya (Demirkol, 1977, Saner, 1978) ve Gemlik-Bursa (İlhan, 1976) yörelerinde, Üst Kretase-Üst Tanesiyen arasında görülen karasal ve lagüner fasiyesler; Bolkardağı birliği (Özgül, 1976), Sason-Baykan grubunda (Özkaya, 1974) ve Anadolu'da (Malatya, Sivas, Tokat, Kastamonu yörelerinde olduğu gibi) yaygın olarak gözlenen kırmızı seriler, Garumniyen fasiyesinin karşılığı olabilir.

Güney Pirene Havzasının Paleosen tip ve yardımcı kesitlerinde *Alveolina* türlerinin egemen olduğunu görüyoruz (Şekil 2-5). Türkiye'de benzer durum sadece, Haymana-Polatlı havzasında mevcuttur (Şekil 8). Türkiye Paleosen'inde, tabanda (Daniyo-Monsiyen) *Laffiteina* ve *Scandonea*; tavanda (Tanesiyen) *Miscellanea* ve *Discocyclina* türleri dikkat çekicidir.

İlk kez, 1971'de İtalya'da De Castro tarafından, Turoniyen-Maestrihiyen yaşında tesbit edilen *Scandonea* cinsi; Toroslarn, Sultan Dağları, Bey Dağları, Geyik Dağı ve Korudağ kesimlerinde Üst Kretase yaşlı tortullarda, Orta Anadolu'da ise Çaldağ kireçtaşının (Haymana-Polatlı) Daniyo-Monsiyen yaşlı *Laffiteina bibensis* zonunda (Meriç, 1984, 1987), Tanesiyen'de ise, *Pseudolacazina oetzemueri* ve *Bolkarina aksarayi* ile birlikte bulunur. (Sirel ve diğr., 1986). Tecer formasyonunda da *Laffiteina mengaudi* ve *Orduina erki* ile birlikte Daniyo-Monsiyen yaşında gösterilmiştir (İnan, 1987, İnan ve İnan, 1987). *Laffiteina bibensis* Kuzeybatı Anadolu'da Gebze, Akçakoca, Devrek, Bartın hattında, Orta Paleosen'de ayırtedilmiştir (Dizer ve Meriç, 1980-81) Haymana Havzasında ise, bu zonun Daniyen'e indiği belirtilmiş (Meriç ve Tansel, 1987), bir başka çalışmada da, *Laffiteina mengaudi*, *Orduina aff. erki canica* biyozonu Monsiyen'de, *Laffiteina mengaudi*, *Scandonea aff. samnitica* biyozonu Alt Tanesiyen'de tesbit edil-

miştir (Sirel ve diğr., 1986).

Miscellanea miscella zonu, Tanesiyen yaşlı planktik zonların karşılığı olarak gösterilmiştir (Meriç, 1987). Tanesiyen'in üst seviyelerinde Miscellanea aff. minuta zonu (Sirel ve diğr., 1986) ve Discococyclina scunesi zonu (Dizer ve Meriç, 1980-81) belirtilmiştir.

Mısır (Hottinger, 1960), İsviçre (Schaub, 1951), Yugoslavya (Drobne, 1979, Drobne ve Pavlovec, 1979) ve İspanya-Güney Pirenelerde yapılan tüm çalışmalarda (Colombo ve Caus, 1984, IGCP N. 286,1990), Daniyo-Monsiyen'in Alt, Tanesiyen'in Orta ve İlerdiyen'in Üst Paleosen olarak kullanıldığını, Türkiye'de ise, Haymana-Polatlı havzası (Sirel, 1976, Sirel ve diğr., 1986, Gökçen, 1977) ve Şarkışla yöresinde (Gökten, 1983) yapılan birkaç çalışma dışında İlerdiyen katının kullanılmadığını/yada stratigrafik boşluğa karşılık geldiğini görüyoruz (Şekil 8). Tanesiyen istifinin üzerinde transgressif bir fazı işaret eden, sığ denizel kireçtaşlarıyla temsil olunan İlerdiyen katı, ilk kez Tremp kesitinde (Güney Pireneler-İspanya, Şekil 1), Hottinger ve Schaub (1960) tarafından tanıtılmıştır. Tüm Pirene silsilesinde de kolaylıkla izlenebilir. İtalya, İsviçre, Yugoslavya'da geniş yüzlekleri olduğu belirtilen (IGCP N. 286,1990) bu katın, Türkiye'de de daha yaygın yüzleklerde tesbiti beklenmelidir.

KATKI BELİRTME

Yazar, IGCP N. 286 projesi çerçevesinde, UNESCO burslu olarak, İspanya-jaca toplantısına katılmasını sağlayan, proje başkanı Sayın Prof. Lukas HOTTİNGER'e makalenin yazımı sırasındaki yapıcı eleştirisi ve önerileri için, Sayın Prof. Dr. Engin MERİÇ'e teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altunlu, E., 1968, İzmit-Hereke-Kurucadağ alanının jeoloji incelenmesi: M.T.A. Dergisi, 71,1-26.
- Altunlu, E., 1975, Orta Sakarya jeolojisi ve Bilecik Jurasiji: 50.Yıl Tebliğleri, M.T.A. Yayını.
- Arkan, Y., 1975, Tuz gölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları: M.T.A. Dergisi, 85,17-37.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., Çokuğraş, R. Kasar, S., 1986, Ballıdağ-Çanğaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi: T.J.K.Bül., 29/2, 1-17.
- Bargu, S. ve Sakıncı, M., 1987, Armutlu yarımadasında Kretase-Paleosen ilişkisi: T.J. Bülteni, 30/2, 41-

48.

- Baykal, F., 1974, Türkiye'de Kretase: Historik Jeoloji, 305-340.
- Bignot, G., 1987, Les Paléoenvironnements et les palogéographies du bassin de Paris. Au Danien, d'après les foraminifères du mont aimé (Marne, France): Revue de Micropaléontologie. 30/3, 150-177.
- Cerit, O., 1984, Mengen (Bolu KD) yöresinin jeolojik incelenmesi. I:Litostratigrafi birimleri: Yerbilimleri, Hac. Üniv. Yerbilimleri Ens. Bül., 11,75-89.
- Colombo, F. ve Caus, E., 1984, El Terciario inferior marino (Ilerdiyen) del cap de salou (Tarragona, NE Espana): Revista Espanola de Micropaleontologia, 16, 367-380.
- Coşkun, B., 1978, Sinop-Ayancık dolaylarında çökeller ve paleoakınular: Türkiye Dördüncü Petrol Kongresi, 127-132.
- Demirkol, C., 1977, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi: T.J.K. Bülteni.20/1,9-16.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar, S., Şanlı D.Y., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, Bolcardağlarının jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, Ankara, s.42-57.
- Dizer, A., 1965, Sur quelques alvolines de l'Eocene de Turquie: Revue de Micropaléontologie, 7/4,265-279.
- Dizer, A., 1968, Etude Micropaléontologique du Nummulitique de Haymana (Turquie): Revue de Micropaléontologie, 11/1, 13-21.
- Dizer, A., 1971, La limite Crétacé -Tertiaire dans le bassin N.E. de la Turquie: Revue de Micropaléontologie, 14/5, 43-47.
- Dizer, A. ve Meriç, E., 1980-81, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen Biyostratigrafisi: M.T.A. Ens. Derg., 95/96, 149-164.
- Drobne, K., 1979, Paleogene and Eocene beds in Slovenia and Istria: 16 th European Micropaleontological colloquium, 49-61.
- Drobne, K., ve Pavlovec, R., 1979, Exursion K, Golez-Paleocene, Ilerdian, Cuisian:16 th European Micropaleontological colloquium, 217-224.
- Ehrenberg, C., 1839, Die Infusionstierchen als vollkomme-

ne Organismen: 547 p. atlas, 64 pl., Leipzig.

- Eroskay, S.O., 1965, Paşalar Boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi: İ.Ü. Fen Fakültesi Mecmuası, 3-4.
- Gökçen, N., 1977, Irmak-Hacıbalı-Mahmutlar-Ankara-Yahşihan Üst Kretase-Paleojen istifinin biyostratigrafik incelemesi: Yerbilimleri. H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü Yayın Organı, 3/1-2, 129-145.
- Gökçen, S.L., 1977, Ankara-Haymana güncünün sedimantolojik incelemesi III: Bölge tortullaşma modeli ve paleocoğrafya: Yerbilimleri. H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü Yayın Organı, 3/1, 13-24.
- Gökten, E., 1983, Şarkışla (Sivas) güncy-güncydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi: T.J.K. Bülteni, 26/2, 167-177.
- Görmüş, S., 1982, Yığılca (Bolu KB) yöresinin stratigrafisi: Yerbilimleri Hac. Üniv. Yerbilimleri Ens. Bült., 9, 91-110.
- Hottinger, L., 1960, Rechercher sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène: Texte (I) et Atlas (II). Schweiz. Pal. Abh. (Mém. Suisses Pal.), 75/76, 135p., Basel.
- Hottinger, L. ve Schaub, H., 1960, Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien: Ecl. Geol. Heft 53, 453-480.
- IGCP Project N.286, 1990, Early Paleogene Benthos, Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Field-Trip Guidebook: Instituto Tecnológico Geo Minero de Espana, First Meeting, Jaca (Spain).
- İnan, N. ve İnan S., 1990, Gürlevik kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim. Tecer Formasyonu: T.J. Bülteni, 33/1, 51-56.
- İnan, S. ve İnan, N., 1987, Tecer kireçtaşı formasyonunun stratigrafik tanımlaması: C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 4/1, 13-23.
- İnan, S., 1988, Erzurum-Aşkale-Tortum yöresinin tektonik gelişimi: C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 5/1, 37-49.
- Karaman, E., Meriç, E. ve Tansel, İ., 1988, Çünür (Isparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi: Akdeniz Üniv., Isparta Müh. Fak. Derg., 4, 80-98.
- Kaya, O. ve Dizer, A., 1981-82, Bolu Kuzeyi Üst Kretase ve

Paleojen kayalarının stratigrafisi ve yapısı: M.T.A. Ens. Derg., 97/98, 57-77.

- Kaya, O., Dizer, A., Tansel, İ. ve Özer, S., 1986, Yığılca (Bolu) alanı Üst Kretase ve Paleojenin stratigrafisi: M.T.A. Derg., 107, 13-33.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış: İ.T.Ü. Kütüphanesi, sayı 2259, 595 s.
- Korkmaz, S., ve Gedik, A., 1988, Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında kalan bölgenin jeolojisi ve petrol oluşumları: J.M. Dergisi, 32-33, 5-15.
- Kurtman, F., ve Akkuş, M.F., 1971, Doğu Anadolu'daki ara basenler ve bunların petrol olanakları: M.T.A. Dergisi, 77.
- Kurtman, F., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri: M.T.A. Dergisi, 91, 1-13.
- Leymerie, A., 1968, Récit d'une exploration géologique de la vallée du Segre: Bull. Soc. Géol. France, Tome 23, 550-551.
- Martin, C., 1969, Akseki kuzeyindeki bir kısım Toros'ların stratigrafik ve tektonik incelemesi: M.T.A. Dergisi, 72, 158-176.
- Meriç, E., 1984, Scandonea De Castro (1971)'nin Paleosen'deki varlığı hakkında: T.J.K. Bült., 27/1, 41-44.
- Meriç, E., 1987, Adıyaman yöresinin biyostratigrafik incelemesi: Yedinci Petrol Kongresi, 141-153.
- Meriç, E., ve Görür, N., 1979-80, Haymana-Polatlı havzasındaki Çaldağ kireçtaşının yaş konağı: M.T.A. Ens. Derg., 93/94, 137-141.
- Meriç, E., ve Özçelik, O., 1984, Yıldızdağ (Seydişehir-Konya) yöresinin jeolojisi: Akdeniz Üniv. Müh. Fak. 3. Müh. Haftası, s. 213-219.
- Meriç, E., ve Şengüler, İ., 1986, Göynük (Bolu, KB Anadolu) çevresinde Üst Kretase-Paleosen stratigrafisi üzerine yeni görüşler: J.M. Dergisi, 29, 61-64.
- Meriç, E. ve Tansel, İ., 1987, Haymana havzasında (Orta Anadolu) Laffiteina bibensis zonu'nun stratigrafik yayılımı: C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, 4/1, 87-95.
- Meriç, E., Oktay, F.Y., Toker, V., Tansel, İ. ve Duru, M., 1987, Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin sedimenter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foramifer, nannoplankton, ostracod): T.J.K. Bült.,

30/2,19-33.

- Mey, P.W.H., Nagtegeal, P.J.C., Robert, K.J. ve Hartveit, J.J. A., 1986, Lithostratigraphic subdivision of posthercynian deposits in the southcentral Prenees, Leidse Geol. Mededel., 41,221-228.
- Norman, T., 1972, Ankara-Yahşihan bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi: T.J.K. Bülteni, 15/2.
- Oktaç, F.Y. ve Dellaloğlu, A.A., 1987, Tuzgözü havzası (Orta Anadolu) stratigrafisi üzerine yeni görüşler: Yedinci Petrol Kongresi, 312-321.
- Orbigny, A.D.d',1826, Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes: Ann.Sci.Nat., Paris, 1/7,1-306.
- Özer, S. ve İrtəm, O.,1982, Işıklar-Alundağ (Bornova-İzmir) alanı Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikleri: T.J.K. Bülteni, 25/1,41-48.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: T.J.K. Bülteni, 19/1,65-78.
- Özkaya, İ.,1974, Güneydoğu Anadolu Sason ve Baykan yöresinin stratigrafisi: M.T.A. Dergisi, 17/1
- Öztürk, A., 1981, Homa-Akdağ (Denizli) yöresinin stratigrafisi: T.J.K. Bült. 24/1.
- Öztürk, A.,İnan, S. ve Tutkun, Z.,1984, Abant-Yeniçağ (Bolu) yöresinin stratigrafisi: C.Ü.Müh.Fak. Derg.Yerbilimleri, 1/1,1-19.
- Pampal, S. ve Meriç, E.,1990, Ereğli (Konya) güneybatısındaki Tersiyer yaşlı tortulların stratigrafisi:T.J. Bült., 33/2,39-45.
- Reichel, M.,1937, Etude sur les Alvéolines: Mem.Soc.Paléont. Suisse, Basel, 57-59,1-147.
- Saner, S.,1978, Orta Sakarya'daki Üst Kretase-Eosen çökeltme ilişkileri ve Anadolu'da petrol aramalarındaki önemi: Dördüncü Petrol Kongresi.
- Schaub, H.,1951, Statigraphie und Palontologie des Schlieren flysches mit besonderer Breucksinchtigung der Paleocaenen und Untereocenen Nummuliten und Assinen:Mem. Suisses Paléont. No.68.
- Schwager, P.,1883, Die foraminiferen aus den Eocacnablagerungen der libyschen wüste und Aegyptens:Paläontographica, Kassel,30,3f,6.,79-153.
- Seymen, İ.,1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği: Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Sirel, E.,1972, Paleosen'de Fabularia ve Kathina'ya ait yeni türlerin etüdü: T.J.K. Bülteni,15/2.
- Sirel, E.,1976, Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi: T.J.K. Bült., 18/2
- Sirel, E.,1976, Polatlı (GB Ankara) güneyinde bulunan Alveolina, Nummulites, Ranikothalia ve Assillna cinslerinin bazı türlerinin sistematik incelemeleri: T.J.K. Bülteni,19/2,89-103.
- Sirel, E., 1981, Bolkarina new genus (Foraminiferida)-and some associated species from the Thanetian limestone (Central Turkey). Ecl, Geol, Helv., 74/1,75-95.
- Sirel, E., Dağar, Z. ve Sözeri, B., 1986, Some biostratigraphic and Paleographic observations on the Cretaceous/Tertiary boundary in the Haymana-Polatlı region (Central Turkey):Global Bio Events. Lecture Notes Earth Sciences, 8,385-396.
- Şahbaz, A. ve Köksoy, M.,1985, Paşadağ-Aladağ (Tuzgözü Kuzeyi) yöresi Paleojen yaşlı tortul istifinin stratigrafik ve tektonik incelenmesi: Yerbilimleri, Hac.Üniv.Yerbilimleri Uyg. ve Araştır. Bült., 12,1-17.
- Tansel, İ.,1989, Ağva (İstanbul) Yöresinde Geç Kretase-Paleosen sınırı ve Paleosen Biyostratigrafisi: T.P.J.D. Bülteni, 1/3,211-229.
- Terlemmez, İ. ve Yılmaz, A.,1980, Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: T.J.K. Bülteni, 23/2,179-192.
- Toker, V., 1980, Haymana Yöresi (GB Ankara) Nannoplankton biyostratigrafisi: T.J.K. Bült., 23/2, 165-169.
- Tuna, D., 1978, Altıncı Bölge litostratigrafi birimleri adlanmasının açıklayıcı raporu: Dördüncü Petrol Kongresi.
- Turan, M.,1984, Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktor Tezi (Yayınlanmamış).
- Tutkun, Z.,1984, Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi: C.Ü.Müh.Fak.Dergisi, 1/1,31-43.

- Tutkun, Z.,1986, Eşil (Erzincan) ile Karlıova (Bingöl) arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun sistematiği:C.Ü.Müh.Fak.Dergisi,3/1,15-27.
- Uygun, A.,1981, Tuzgölü Havzasının bir bölümünün jeofizik yorumu:M.T.A.Derg.,85,38-44.
- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T.,Göncü, O.,Seyirt, Z. ve Hüseyin, S.,1976, Haymana-Polatlı yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi:T.J.K.Bült.,19/2, 115-168.
- Yağmurlu, F.,1980, Bornova (İzmir) güneyi fliş topluluklarının jeolojisi:T.J.K.Bülteni,23/2,141-152.
- Yılmaz, O.,1980, Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kısmi litostratigrafi birimleri ve tektoniği:Yerbilimleri, Hac.Üniv.Yerb.Ens.Bült.,5-6,101-135.

Levha I**Alveolina (Glomalveolina) primaeva** Reichel

Şekil 1- Ekvatoryale paralel kesit, Tena 2.

Şekil 2- Ekvatoryal kesit, Tena 2.

Şekil 3-4- Ekşenel kesitler, Tena 2.

Şekil 5- Eğik kesit, Tena 2.

Alveolina (Glomalveolina) levis Hottinger

Şekil 6-7- Eksenel kesitler, Salvatierra 5.

Şekil 8- Ekvatoryal kesit, Salvatierra 5.

Şekil 9-10- Ekvatoryale paralel kesitler, Salvatierra 5.

Alveolina pasticillata Schwager

Şekil 11-12- Eğik kesitler, Tena 2.

Plate I**Alveolina (Glomalveolina) primaeva** Reichel

Figure 1- Section parallel to equatorial section, Tena 2.

Figure 2- Equatorial section, Tena 2.

Figure 3-4- Axial section, Tena 2.

Figure 5- Tangential section, Tena 2.

Alveolina (Glomalveolina) levis Hottinger

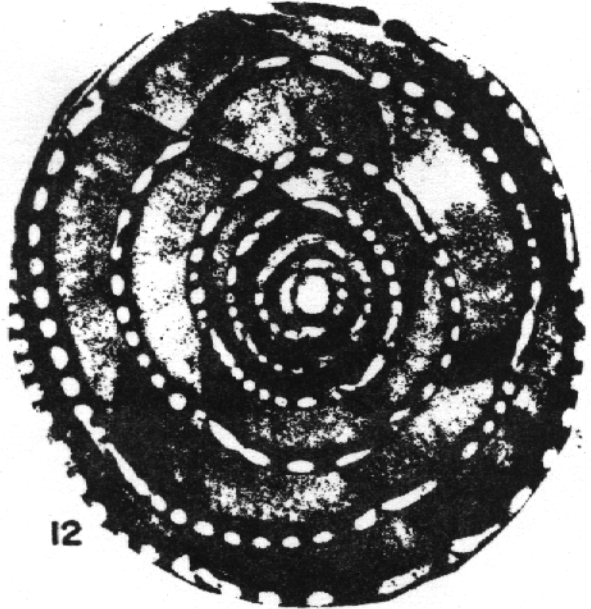
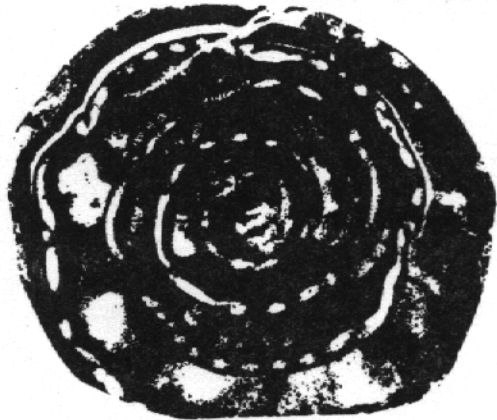
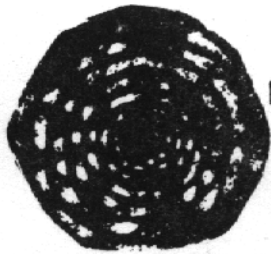
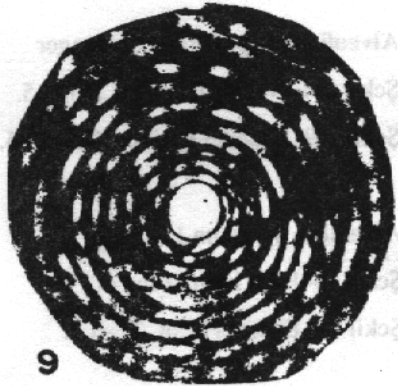
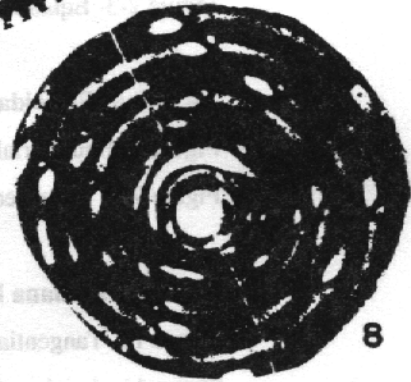
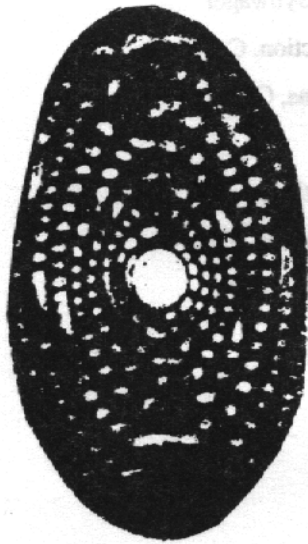
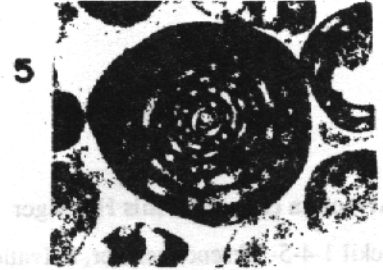
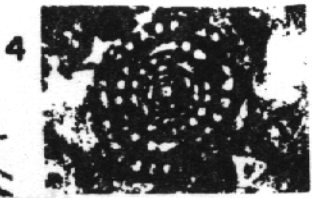
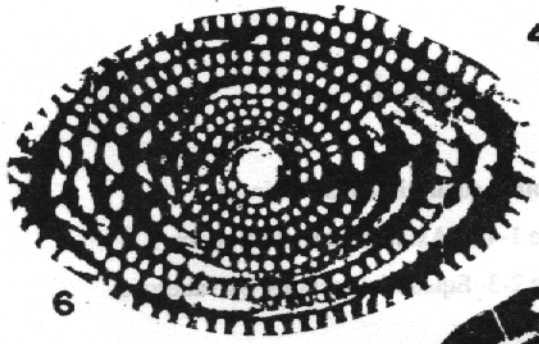
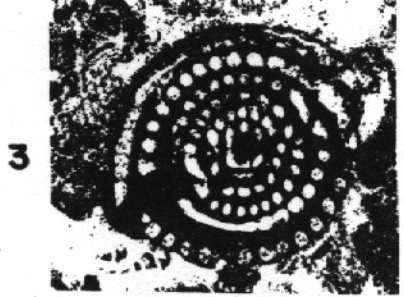
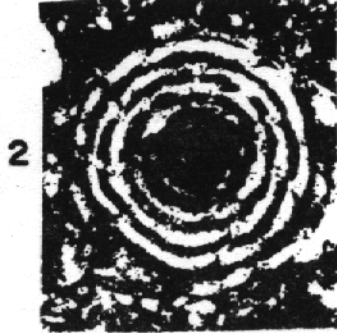
Figure 6-7- Axial sections, Salvatierra 5.

Figure 8- Equatorial section, Salvatierra 5.

Figure 9-10- Sections parallel to equatorial sections, Salvatierra 5.

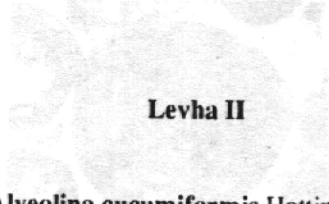
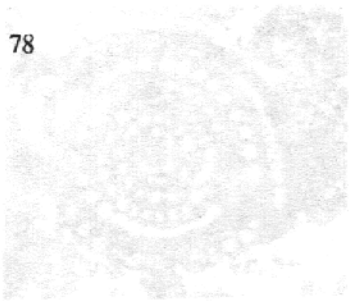
Alveolina pasticillata Schwager

Figure 11-12- Tangential sections, Tena 2.



11

12

**Levha II****Plate II**

Alveolina cucumiformis Hottinger

Şkil 1-4-5- Eksenel kesitler, Salvatierra 5.

Şkil 2-3- Ekvatoryal kesitler, Salvatierra 5.

Alveolina cucumiformis Hottinger

Figure 1-4-5- Axial sections, Salvatierra 5.

Figure 2-3- Equatorial sections, Salvatierra 5.

Alveolina ellipsoidalis Schwager

Şkil 6- Ekvatoryal kesit, Campo 5.

Şkil 7-9- Eksenel kesitler, Campo 5.

Alveolina ellipsoidalis Syhwager

Figure 6- Equatorial section, Campo 5.

Figure 7-9- Axial sections, Campo 5.

Alveolina avellana Hottinger

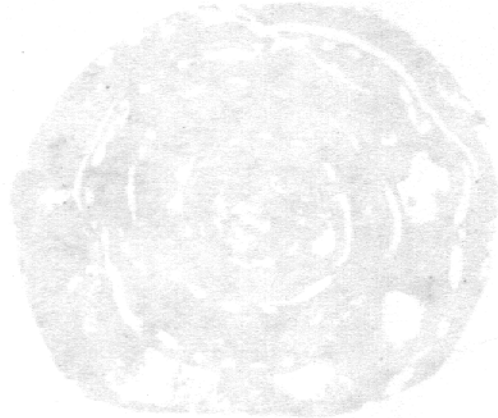
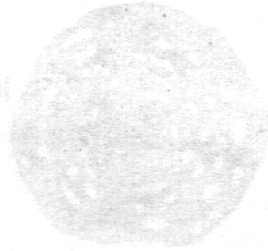
Şkil 10- Eğik kesit, Tena 4.

Şkil 11- Eksenel kesit, Tena 4.

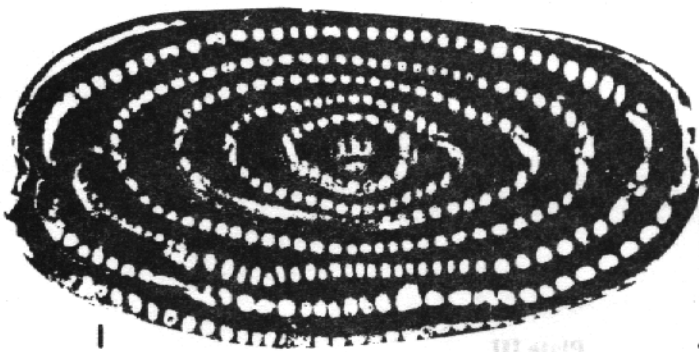
Alveolina avellana Hottinger

Figure 10- Tangential section, Tena 4.

Figure 11- Axial section, Tena 4.



0.25 mm.



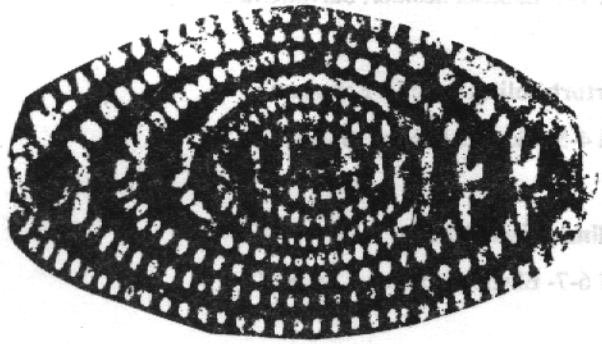
1



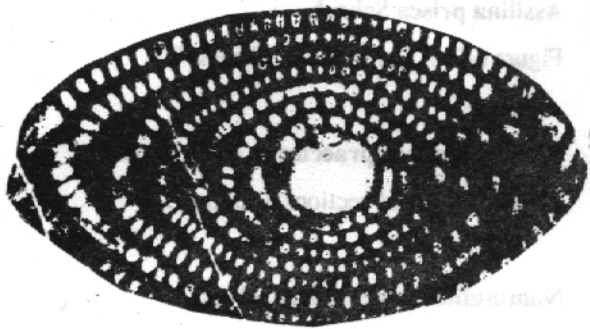
2



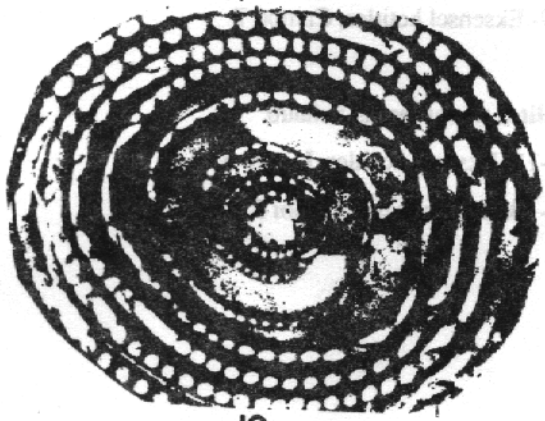
3



4



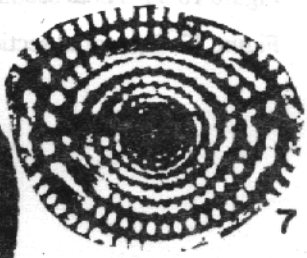
5



10



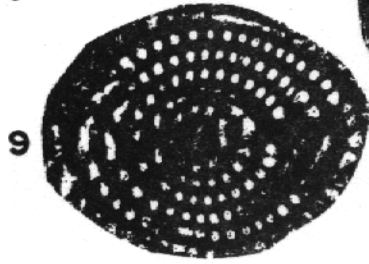
6



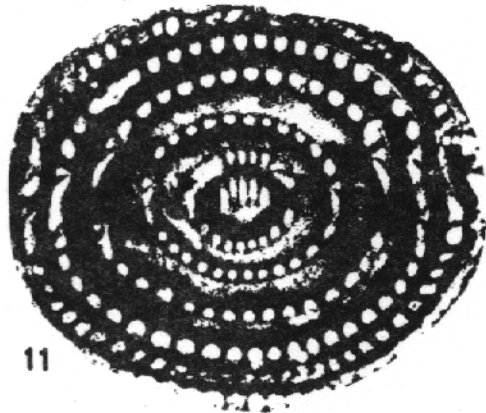
7



8



9



11

Levha III

Alveolina aff. *aramaea* Hottinger

Şekil 1-3- Eksensel kesitler, Salvatierra 5.

Opertorbitolites gracilis Lehmann

Şekil 4-5- Eksensel kesitler, Salvatierra 5.

Assilina prisca Schaub

Şekil 6-7- Eksensel kesitler, Campo 7.

Nummulites aff. *praecursor* de la Harpe

Şekil 8-9- Eksensel kesitler, Campo 7

Nummulites minervensis Schaub

Şekil 10-11- Eksensel kesitler, Urrobi 5.

Şekil 12- Ekvatoryal kesit, Urrobi 5.

Plate III

Alveolina aff. *aramaea* Hottinger

Figure 1-3- Axial sections, Salvatierra 5.

Opertorbitolites gracilis Lehmann

Figure 4-5- Axial sections, Salvatierra 5.

Assilina prisca Schaub

Figure 6-7- Axial sections, Campo 7.

Nummulites aff. *praecursor* de la Harpe

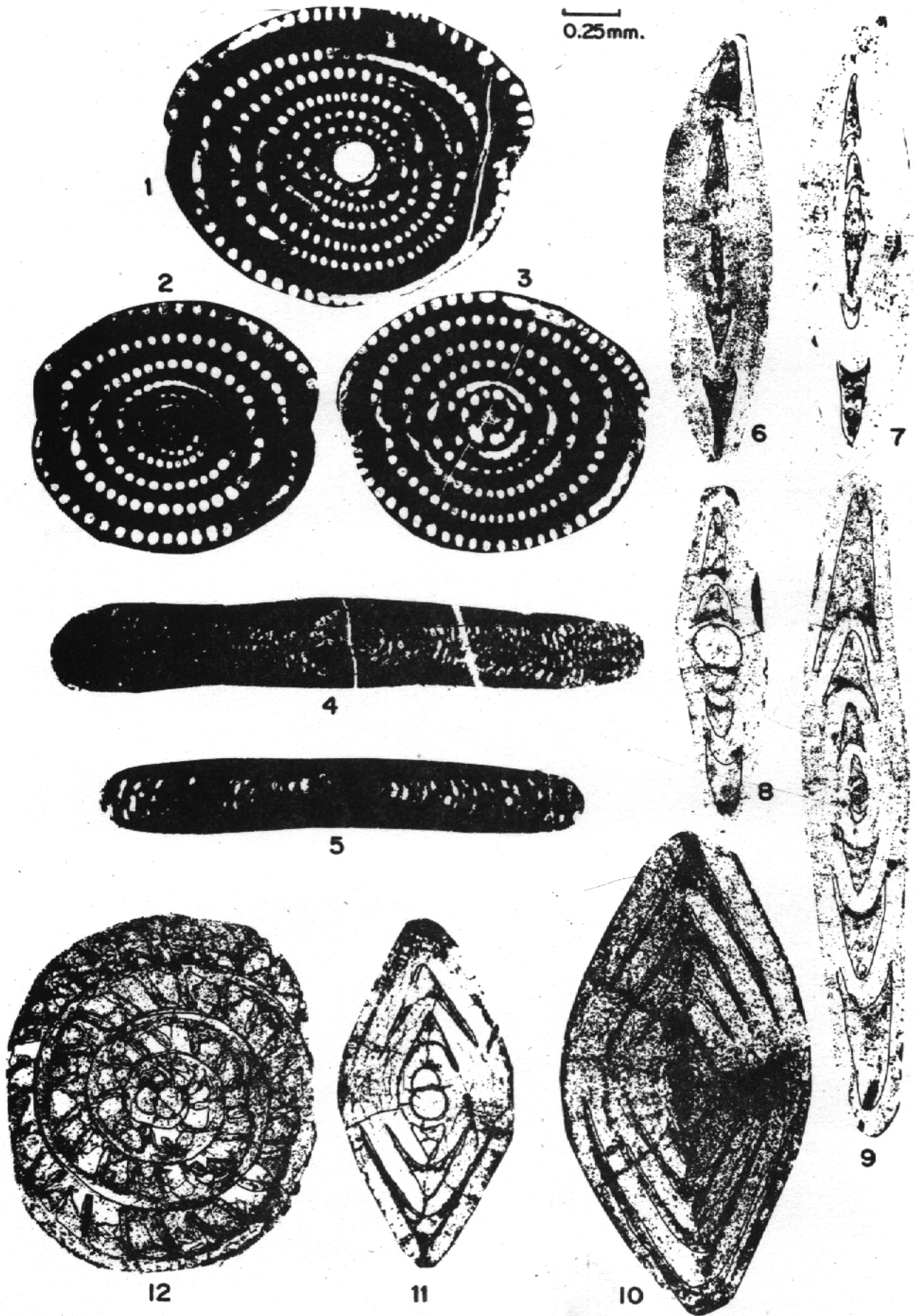
Figure 8-9- Axial sections, Campo 7.

Nummulites minervensis Schaub

Figure 10-11- Axial sections, Urrobi 5.

Figure 12- Equatorial section, Urrobi 5.

0.25mm.



KUŞDİLİ (KADIKÖY-İSTANBUL) KUVATERNER'İNİN SEDİMENTER JEOLJİSİ VE PALEOEKOLOJİSİ

Sedimentary geology and palaeoecology of Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Quaternary

Engin MERİÇ İ.Ü. Jeoloji Müh. Böl., İstanbul

Fazlı Y. OKTAY İ.T.Ü., Jeoloji Müh.Böl., İstanbul

Mehmet SARKINÇ, İ.T.Ü., Jeoloji Müh.Böl., İstanbul

Dinçer GÜLEN, İ.Ü., Biyoloji Böl., İstanbul

Volkan Ş. EDİGER, T.P.A.O., Araştırma Merkezi, Ankara

Nurettin MERİÇ, İ.Ü., Biyoloji Böl., İstanbul

Mehmet ÖZDOĞAN, İ.Ü., İlk Çağ Tarihi Böl., İstanbul.

ÖZ : İstanbul çevresinin önemli alüvyon çökeltme alanlarından birisini teşkil eden Kuşdili Çayır'ında (Kadıköy-İstanbul) yapılan iki sondajdan elde edilen verilere göre; yöre Kuvaterner'i birbirini izleyen üç ayrı evrede meydana gelen gravite faylanması sonucu gelişmiş üç ayrı sedimantasyon devresi şeklindedir. Kalınlıkları kendi aralarında farklı olan bu devresel çökeller, ortamsal açıdan genellikle karasal fasiyelerle (akarsu) başlar ve havza tabanının çökmesi koşut olarak, önce akarsu ağzı, sonra da, kısıtlı sığ denizel koşulları yansıtan çökellerle son bulur.

İnceleme alanı tip mevki olarak kabul edilerek bu çökeller tarafımızdan "Kuşdili Formasyonu" şeklinde adlandırılmıştır.

Akarsu fasiyelerinin üstünde izlenen çamurlar içinde, lagün tipi bir acısu ortamına açılan akarsu ağzı paleoekolojik koşullarını yansıtan bir fauna ve flora mevcuttur. Devrelerin en üst kesimlerinde bu koşulların giderek yine kısıtlı sığ-denizel koşullara geçtiği fosil içeriklerinin değerlendirilmesiyle anlaşılmıştır.

Üçüncü devrenin sığ denizel koşullarda çökelmiş üst kesimi, fazla sayıda *Massilina secans* d'Orbigny'nin bulunuşu bize, inceleme alanının Geç Holosen'de kumlu çamurdan yapılmış ve yosun örtüsü ile kaplı bir zemini olan, indirgeyici koşullarda ve düşük enerjili bir denizle kaplı bulunduğunu göstermektedir.

ABSTRACT : In Kuşdili Alluvium (Kadıköy-İstanbul), the Quaternary deposits are formed by three successive sedimentary cycles developed within a trough formed by three successively occurred phases of gravity faulting. These cycles with varying thicknesses start with continental facies (fluvialile), continue with rivermonth's muds, and end by shallow-marine muds.

The Quaternary sequence is designated here as "Kuşdili formation".

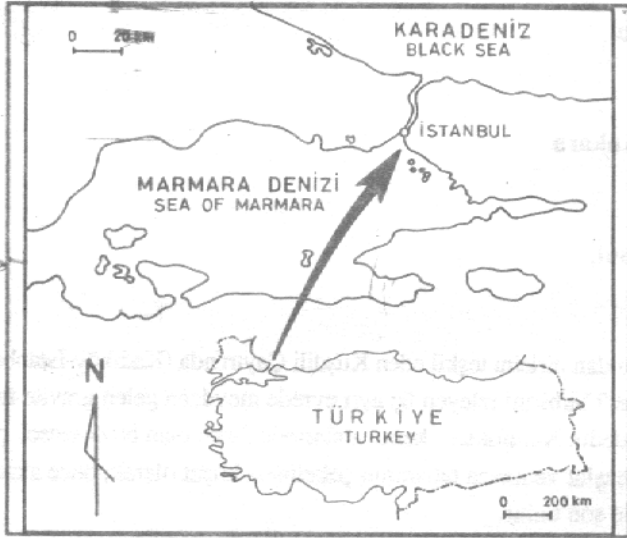
From the ecological point of view, fauna and flora of the muds above the continental facies of the cycles reflect the river-mount conditions opening into a clastic brakish-water environment. The uppermost parts indicate the protected, low-energy shallow-marine conditions.

Abundance of *Massilina secans* d'Orbigny within the shallow-marine of the third cycle indicates the sandy mud bottom conditions with a thick seaweed cover during the Late Holocene.

GİRİŞ

Kocaeli yarımadasında önemli alüvyal sahalardan birisi olan Kuşdili Çayırı alüvyonları içinde TORNO Şirketi ve D.S.İ. tarafından açılmış iki sondajdan elde edilen verilere göre, yörenin Geç Kuvaterner'deki gelişimi yorumlanmaya çalışılmıştır.

Sondajlardan SK-1 Torna Şirketi tarafından Kalamış'ta SPT-1 ise, D.S.İ. tarafından Fenerbahçe Stadı yanında açılmıştır (Şekil-1).



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

Çalışmalar sondaj koratlarının incelenmesi ve sedimentolojik tanımlamalar ile başlamış ve gerek duyulan derinliklerden çeşitli örnekler derlenmiştir. İkinci etapta örneklerin faunal ve floral içerikleri saptanmıştır. Sonuçta elde edilen bilgiler sedimentolojik ve paleontolojik açıdan yorumlanarak bölgenin Holosen'deki jeolojik evrimi aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Ayrıca, bölge'de Fikirtepe yerleşim alanında önceki yıllarda saptanmış olan Neolitik Devir'e ilişkin bulgular da yöre paleocoğrafyasının yorumlanmasında kullanılmıştır.

STATİGRAFİ-SEDİMANTER JEOLJİ VE PALEOEKOLOJİ

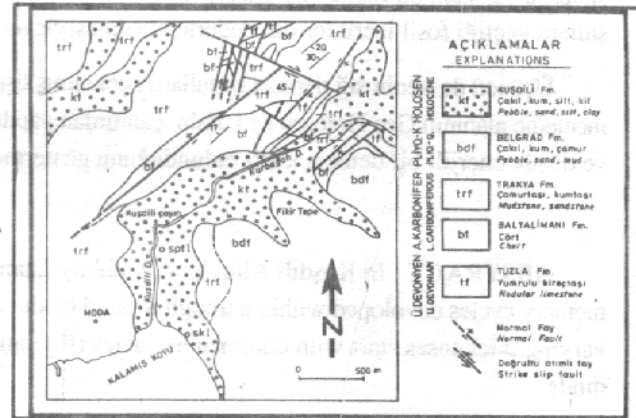
Araştırmaya konu olan alüvyal saha güneyde Kalamış Koyu ve Kurbağlıdere mansabı ile sınırlı olup, Fenerbahçe Stadı'nın 100 m kuzeyine kadar, K-G yönlü uzanan ve yaklaşık 500 m genişlikli bir şerit oluşturmaktadır (Şekil-2). Söz konusu alan, Söğütlüçeşme Garı'ndan kuzeydoğu'ya doğru gittikçe daralarak doğuya yönelir.

Yapılan çeşitli sondajlara göre; Kurbağlıdere mansabında alüvyon kalınlığı 38.5, Fenerbahçe Stadı batısında 24 m, Söğütlüçeşme Garı çevresinde ve Kurbağlıdere batısında ise 29.5 m kadardır (Tezcan ve diğ., 1974). Çökel kalınlığı memba tarafına doğru gittikçe azalarak Kozyatağı çevresinde 3-4 metreye kadar düşmektedir.

İstanbul çevresinde ilk kez ayrıntılı olarak Kuşdili Çayırında incelenen Holosen istifi, bu çalışmada "Kuşdili formasyonu" olarak tarafımızdan ayrırtlanmış ve adlanmıştır.

Yörede, temeli Paleozoyik istifinin Üst Devonyen yaşlı yumrulu kireçtaşları (Büyükada Fm., Kaya, 1971 ve 1973; Tuzla Fm., Önal, 1982 ve 1989), Alt Karbonifer yaşlı liditler (Baltalimanı Fm., Kaya, 1973) ve yine Alt Karbonifer yaşlı şeyl-kumtaşı ardışımı (Trakya Fm., Kaya, 1971 ve 1973) meydana getirmiştir.

Torna Kalamış SK-1 sondajından elde edilen verilere göre, bölgedeki genç gravite faylanmasıyla ilişkili oluşan havzada Holosen istifi genelde devresel gelişmiş olup, sarımsı kahve-boz renkli kumlu çamurla başlar. Belirgin bir tabakalanma göstermeyen bu litoloji içinde yerel olarak, hemen hemen tümüyle köşeli ve orta-kaba kum boyutlu kuvars kumlarından oluşan merccekler ve ince çakıllı zonlar izlenmiştir (Şekil-3). Üste doğru çamurun rengi yoğun organik madde içeriği nedeniyle yer yer siyahımsı griye dönüşmektedir. Özellikle bu kesimlerde ve bazı düzeylerde mollusk kavkı ve kavkı parçaları mevcuttur (Şekil-3). Ayrıca, tabanda yerel piritleşmiş kavkı ve pirit kristali parçaları da izlenmektedir.



Şekil 2. Çalışma alanı jeoloji haritası
Figure 2. Geological map of the studied area

Bu devre içinde çeşitli derinliklerden alınan örneklerde foraminiferlerden *Ammonia beccarii* (Linné), *Elphidium crispum* (Linné), *E.tumidum* Natland, *Astronionion sidebottoomi* Cushman, Edwards, *Aubignyniana perlucida* (Heron-Allen-Earland); ostrakod'lardan ise, *Cyprideis*

torosa (Jones), *Cythereis* sp., *Carinocythereis* sp., *Loxococoncha* sp., *Xestoleberis* sp. ve vermesler gözlenmiş olup, istifin taban kesiminde 28. metreye kadar *Cyprideis torosa* (Jones) egemendir.

Özellikle 27. metrenin üstündeki siyah renkli çamurlar içinde, sığ denizel ortamı karakterize eden bir faunanın gözlenmiş olması (Şekil-3), geçiş koşullarından (acısu) sığ denizel ortama geçildiğini belgelemektedir. Birinci devre denizel killerle son bulmaktadır (Şekil-3).

Bu devrenin litolojik ve sedimentolojik özellikleri göz önüne alındığında, karasal çökeltme ortamının oldukça düşük enerjili olduğu ve hızlı çökme sonucu bölgenin bir geçiş ortamı haline (acısu) dönüştüğü söylenebilir. İstif içinde yerel kum merceklerinin ve çakıllı zonların bulunuşu, tektonik etkinlikle fiziksel aşınmanın hızlandığını, bu nedenle, kara bölgesinde daha çok ve iri boyutlu terrijen kırıntı türediğini ve akarsularla ortama getirilip çökeltildiğini vurgulamaktadır. Çakılların killer içinde bulunuşu ortam enerjisi düşüklüğünü ve buna bağlı olarak, ortam içindeki yeniden işleme olaylarının minimum düzeyde olduğunu göstermektedir.

İstifin alt kesiminde pirit kristal parçalarının, piritleşmiş fosil kırıntılarının ve zonlar şeklinde kömürleşmiş bitki parçalarının varlığı, çökeltme ortamının kimyasal açıdan zaman zaman indirgeyici hale dönüştüğünü ortaya koymaktadır. Devre içinde yerel organik madde fazlalığı nedeniyle rengin siyaha dönüşmüş olması da bu görüşü kuvvetlendirmektedir.

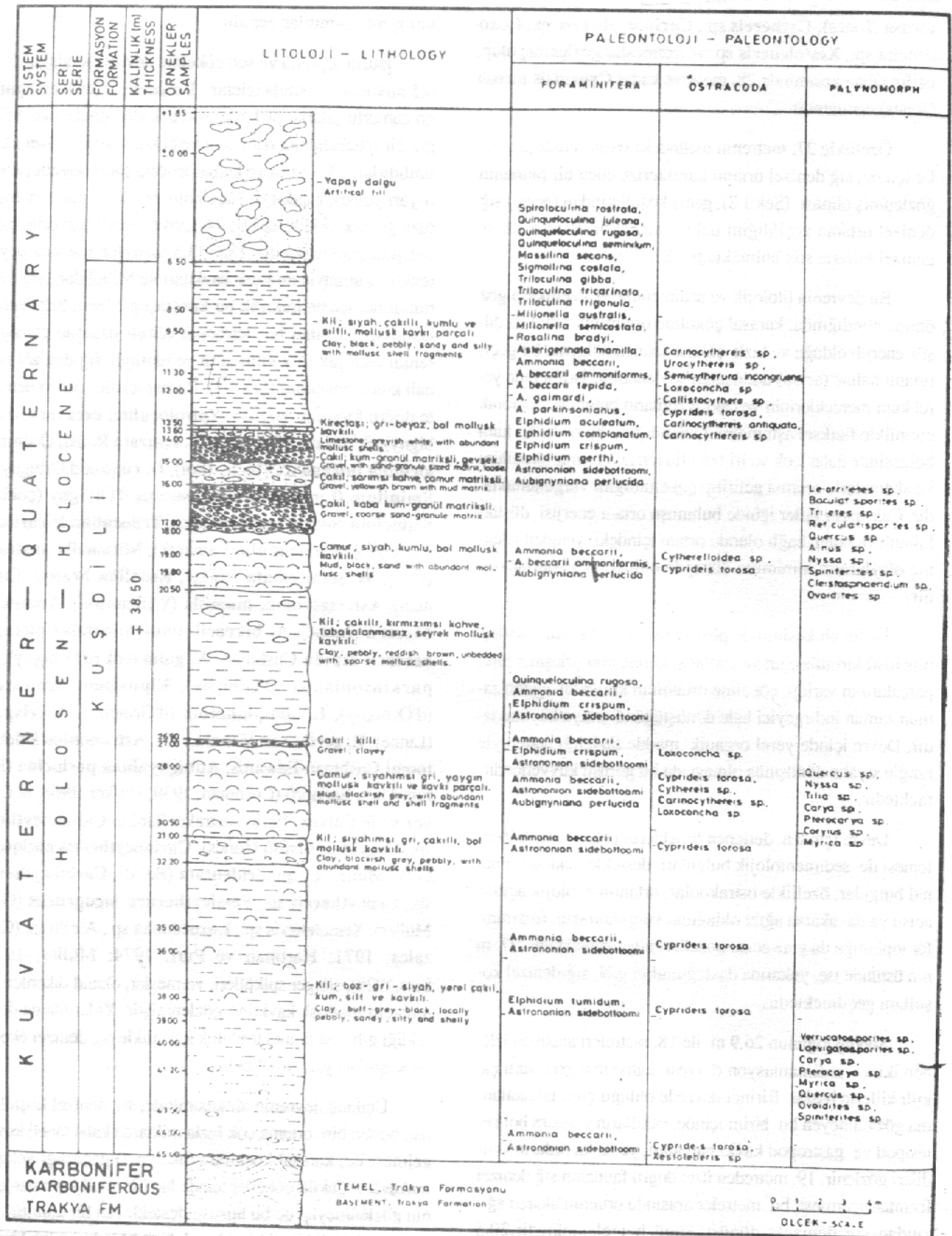
Devre içinden derlenen örneklerin paleontolojik incelemesi de sedimentolojik bulguları desteklemektedir. Faunal bulgular, özellikle ostrakodlar, ortamın ekolojik açıdan acısu ya da akarsu ağızı olduğunu vurgulamakta, foraminifer topluluğu da yine acısu koşullarını yansıtmaktadır. 27. m nin üstünde ise, yukarıda da değinildiği gibi, sığ-denizel koşullara geçilmektedir.

Sondaj logununun 26.9 m. ile 18. metreleri arasında izlenen ikinci sedimantasyon devresi, kahvemi gri renkli çakıllı killerle başlar. Birinci devrede olduğu gibi, tabakalanma gözlenmeyen bu birim içinde, çakılların yanısıra bol pelesipod ve gastropod kavkı parçaları, ya da kavkıların kendileri gözlenir. 19. metreden üste doğru faunanın sığ denizel formları içermesi, bu metreler arasında ortamın akarsu ağızından sığ denizele dönüştüğünü belgelemektedir. 20.5 metreden başlayarak devre içinde üste doğru siyah renkli kumlu ve bol pelesipod ile gastropod kavkıları ya da parça-

ları içeren çamurlar yer alır.

İstifin üçüncü ve son çökeltme devresi sondajın 18 ile 6.5 metreleri arasında izlenir. Bu devre de kahverengimsi gri çamurlu çakıllar ile başlar. Bu çökeller içinde yine belirgin bir tabakalanma izlenmez ve çakıllar gelişi güzel dağılımlıdır. 13.6 metreye kadar, iri-orta çakıl boyutlu, köşeli-yarı yuvarlak çakıl ve kaba kum-granül boyutlu matriksi olan gevşek ünitelerle sarımsı kahve renkli çamurlu çakıl ardışımı geçilmektedir. 13.6-13.5 metreler arasında beyaz renkli ve tümüyle mollusk kavkıları ile Miliolidae türü foraminiferler içeren mikritik bir kireçtaşı gözlenir. Sığ-denizel koşulları yansıtan bu karbonat çökeli üstünde gri-siyah renkli ince çakıllı-kumlu-siltli ve tümüyle sığ-denizel faunalı killer mevcuttur (Şekil-3). Bunlar içinde 13.5 m den üste doğru foraminiferlerden *Spiroloculina excavata* (d'Orbigny), *S. ornata* d'Orbigny, *S. rostrata* Reuss, *Quinqueloculina juleana* d'Orbigny (bol), *D. rugosa* d'Orbigny, *Q Sminilum* (Linné) *Massilina secans* d'Orbigny (çokbol) *Sigmolina costata* Schlumberger, *Triloculina tricarinata* d'Orbigny, *T. trigonula* (Lamarck), *Milionella australis* (Parr), *M. semicostata* Hofker, *Rosalina bradyi* (Cushman), *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Ammonia beccarii* (Linné), *A. beccarii ammoniformis* Colom, *A. beccarii tepida* Cushman, *A. gaimardi* (d'Orbigny), *A. parkinsonianus* (d'Orbigny), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. gerthi* van Voorthuysen, *Astrononion sidebottoomi* Cushman-Edwards, *Aubignyniana perlucida* (Heron-Allen-Earland) (Cushman, 1939; Hofker, 1968; le Calvez ve le Calvez, 1958); ostrakod'lardan *Callistocythere* sp., *Cyprideis torosa* (Jones), *Carinocythereis antiquata* G.W. Müller, *C. quadridentata* (Baird), *Carinocythereis* sp., *Urocythereis* sp., *Semicytherura incognuens* (G.W. Müller), *Xestoleberis* sp., *Loxococoncha* sp., *Aurila* sp. (Gonzales, 1971; Hartman ve Puri, 1974; Müller, 1912; Sars, 1928), sünger spikülleri, vermesler, ekinid dikenleri ve muhtelif mollusk kavkıları gözlenmiştir. Yukarıda da değinildiği gibi, bu faunal topluluk kesinlikle sığ denizel ekolojik koşulları yansıtmaktadır.

Üçüncü devrenin alt kesiminde, sığ denizel koşullardan birden bire ortama çok fazla miktarda kaba taneli kırıntı gelmesi ile, karasal koşullara (akarsu ?) geçildiği anlaşılmaktadır. Çakıllı çökeller içinde hiç bir fosil veya parçasının gözlenmeyişi de bu hususu destekleyen bir kanıttır. Bu durum, bölgedeki ani bir iklim değişikliğinden çok tektonik ile daha kolay açıklanabilir. Bölgede hızlı bir faylanma periyodu sonunda kaynak alanda büyük miktarlara erişen kırıntı

0 1 2 3 4 m
OLÇEK - SCALE

Şekil 3. Torno SK-1 sondajının sedimenter jeolojisi ve paleontolojik değerlendirmesi
Figure 3. Sedimentary geology and paleontological evaluation of the Torno SK-1 well.

oluşumu ve bunların havza içindeki akarsu ile hızla taşınıp kıyıya yığılması işlevleriyle önce bir regresyon, sonrada faylanma sonucu çökmeye koşut deniz basması ile Kalamış ve çevresinin sığ denizel hale dönüşümü söz konusudur. 13.6 metreden sonra istif içinde sığ-denizel ekolojik koşulları yansıtan faunanın varlığı bu yorumu destekleyici diğer bir kanıttır.

Birinci ve ikinci devrelerin değişik düzeylerinden alınan akarsu örneklerinin palinolojik analizi sonuçlarına göre, istifin altında çok az palinomorf ve bozulmuş organik madde içeren bir zon bulunmaktadır. Bu zon muhtemelen oksitleyici ve yüksek enerjili sığ denizel ya da nehirsel bir çökeltme ortamını karakterize etmektedir. Onun üzerine gelen zon, az miktarda dinoflagellat ile bol oranda iyi korunmuş diğer polinomorf ve karasal kökenli organik madde içermektedir (Şekil-3). Böyle bir topluluk genellikle indirgeyici karasal geçiş ortamlarında gelişmektedir (Tschudy, 1969). Daha sonra, tamamen karasal olduğu düşünülen (muhtemelen bataklık) çökeller, yer yer fosilsiz zonlarla birlikte bulunmaktadır. En üst zon ise, yoğun karasal etki altındaki, indirgeyici ve düşük enerjili denizel (muhtemelen lagün ya da körfez) bir ortamda çökelmiştir. Bu sonuçlar genelde diğer paleontolojik bulgularla uyumaktadır.

D.S.İ. tarafından Kurbağalıdere üzerindeki Yoğurtçu köprüsü kuzeyinde, Fenerbahçe stadının hemen batısında ve Kurbağalıderenin doğu kenarında yapılmış olan SPT-1 sondajında, Paleozoyik temel üzerinde 24 m gevşek alüvyal tortul kesilmiştir (Şekil-4).

Bu sondajda kesilen istif te Tomo SK-1 sondajında olduğu gibi genelde üç ayrı devre şeklindedir. Birinci devre Paleozoyik üzerinde yerleşimsi kahverenkli çakıllı killere başlar. Çakıllar plastik kil içinde yüzer durumlu ve gelişigüzel dağılmış olarak izlenir. Karbonatlarda başka bir tabakalanma özelliği izlenememiştir. Litoloji 23.2. ile 22.7 metreler arasında kömürleşmiş yoğun bitki parçalı kumlu çamur şeklindedir.

Bu devre içinden alınan örneklerde herhangi bir foraminifer ile ostrakoda rastlanılmamıştır.

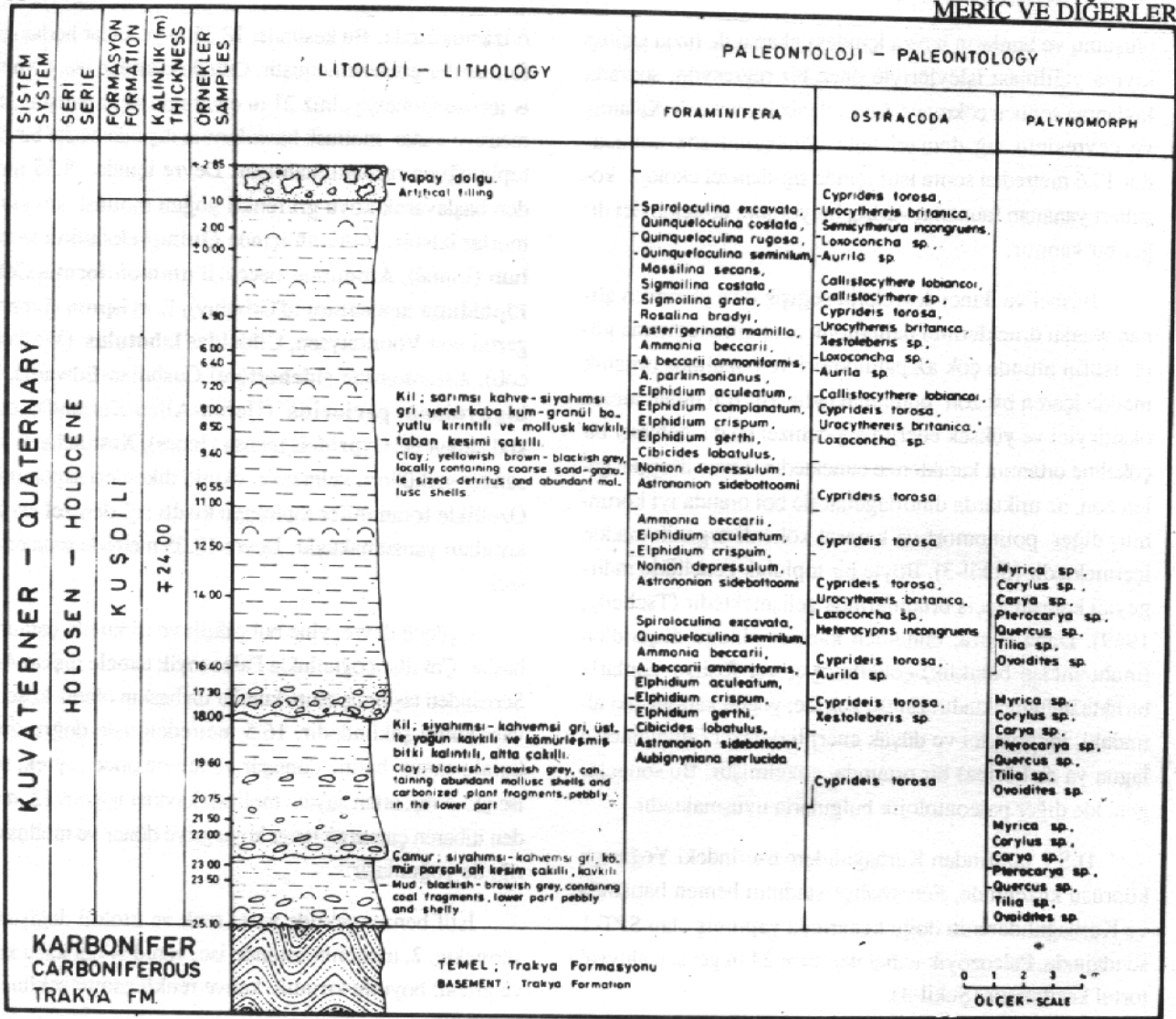
İkinci devrede 22.7 metreden başlayarak 18.05 metreye kadar devam eder. Alt kesimi çakıl ve kumlardan ibaret olup, genelde kırmızımsı kahve renkli ve çamurludur. Bu kesimde yine belirgin bir tabakalaşma gözlenememiştir. Üste doğru, çakıllar kaybolmakta ve istif yeşilimsi kahve renkli, yerel limonite boyanmış, seyrek ince çakıllı ve kumlu killere dönüşmektedir. Bu çamurların içinde alta seyrek ve küçük, üste doğru ise (18.8 m), bol ve iri mollusk kavkıla-

rı izlenmektedir. Bu kesimde; 18.35 m ye kadar herhangi bir foraminifer gözlenememiştir. Ostrakod'lardan ise, *Cyprideis torosa* (Jones) yalnız 21 m civarında saptanmıştır. 18.35 metreye kadar mollusk kavkıların dışında başka bir canlı topluluğuna rastlanılmamıştır. Devre içinde 18.35 metreden başlayarak koyu gri renkli yoğun mollusk kavkı çamurlar izlenir. Bunların içinde *Quinqueloculina seminulum* (Linné), *Ammonia beccarii ammoniformis* Colom, *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. gerthi* von Voorthuysen, *Cibicides labotulus* (Walker-Jacob), *Astrononion sidebottomi* Cushman-Edwards, *Aubignyniana perlucida* (Heron-Allen-Earland); ostrakod'lardan ise *Cyprideis torosa* (Jones), *Xestoleberis* sp. ve sünger spikülleri, velmesler, ekinid dikenleri saptanmıştır. Özellikle foraminifer topluluğu kısıtlı sığ-denizel ekolojik koşulları yansıtmaktadır. Devre 18.05 metrede sona ermektedir.

Üçüncü devre, yine bol çakıllı ve iri kumlu çamurlarla başlar. Çakıllar çoğunlukla Paleozoyik temele ilişkin Arkoz Serisinden taşınmış olup, kumlar da baskın olarak köşeli kuvars kumu şeklindedir. 16.5 metreden üste doğru litoloji kumlu çamur haline dönüşür ve içinde önce seyrek, sonra ise (15.5 m), artan sayıda mollusk kavkısı izlenir. 13. metreden itibaren çamurun rengi koyu griye döner ve mollusk içeriği de yoğunlaşır.

İstif benzer şekilde yerel renk ve litoloji değişimi ile sürmekte, 2. metrenin üstünde ise, yeniden bol kaba kumlu ve granül boyutlu kırıntılı, kahve renkli çamur şekline gelmektedir.

Bu devreden alınan örneklerin paleontolojik analizleri ile 16.8 metreden başlayarak bölgeye sığ denizel ekolojik koşulların egemen olduğu söylenebilir. Foraminiferlerden *Spiroloculina excavata* (d'Orbigny), *Quinqueloculina costata* d'Orbigny, *Q. rugosa* d'Orbigny, *Q. seminulum* (Linné), *Massilina secans* d'Orbigny *Sigmoilina costata* Schlumberger, *S. grata* Termquem, *Rosalina bradyi* (Cushman), *Asterigerina vata mamilla* (Williamson), *Ammonia beccarii* (Linné), *A. beccarii ammoniformis* Colom, *A. parkinsonianus* (d'Orbigny), *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linné), *E. gerthi* von Voorthuysen, *Cibicides lobatulus* (Walker-Jacob), *Nonion depressulum* (Walker-Jacob), *Astrononion sidebottomi* Cushman-Edwards (Cushman, 1939; Hofker, 1968; le Calvez ve le Calvez, 1958), ostrakod'lardan *Callistocythere lobiancoi* (Gonzales), *Callistocythere* sp., *Cyprideis torose* (Jones), *Urocythereis britanica* Brady, *Smicytherura incongruens* (G.W. Müller), *Xestoleberis*



Şekil 4. DSİ SPT-1 sondajının sedimenter jeolojisi ve paleontolojik değerlendirmesi
Figure 4. Sedimentary geology and paleontological evaluation of the DSİ SPT-1 well.

sp., *Loxoconcha* sp., *Aurila* sp., *Heterocypris incongruens* (Ramdohr) (Gonzales, 1971; Hartman ve Puri, 1974; Müller, 1912; Sars, 1928), sünger spikülleri, vermesler, ekinid dikenleri ve molluskler gibi organizma toplulukları ile temsil edilen kısıtlı denizel fauna istifle yukarı doğru belirginleşip egemen hale gelmektedir (Şekil-4).

FİKİRTEPE KÜLTÜRÜ

Marmara bölgesinin en eski çanak çömlekli kültürlerinden biri olan Fikirtepe Kültürü adını, ilk buluntu yeri olan İstanbul Kadıköy yakınlarındaki Fikirtepe'sinden almıştır. Bu kültür ile ilgili ilk araştırmalar bu yüzyılın başlarında Arne ve Janse tarafından gerçekleştirilmiştir, daha sonra, 1952-1954 yılları arasında K. Bitel ile H. Çambel'in kazıları, 1961 yılında Ş.A. Kansu, 1968 yılından sonra da M. Özdoğan'ın araştırmaları ile devam etmiştir (Özdoğan,

1983)

Bu kültüre ait bilinen en önemli merkezler, İstanbul Fikirtepe'nin dışında, Pendik, Tuzla, İçerenköy, İznik-Hüyücek, Orhangazi-İlıkpınar, Yenişehir-Menteşe, Eskişehir-Demircihöyük, Gelibolu-Kaynarca ve Kırklareli-Bulgarkaynağı'dır (Özdoğan, 1987).

Fikirtepe kültürünün avcı-toplayıcı-balıkçı yaşam geleneğine sahip yerel toplulukların, olasılıkla Anadolu etkisi ile evcil hayvan, tarım bitkileri, çanak çömlek yapımı ve kullanımı gibi, Neolitik adı verilen ilk üretim ekonomisinin bazı öğelerini aldıkları ve bu bölgenin koşullarına uygun bir yaşam biçimi geliştirdikleri anlaşılmaktadır. Pendik ve Fikirtepe kazılarında anlaşıldığı kadarı ile, bu kültürün Marmara kıyılarında yaygın olan yerleşimleri, yuvarlak ya da söbe planlı, duvarları dal örgü şeklinde olan

basit kulübelerde oturmakta, yaşamlarını daha çok avcılık, balıkçılık ve toplayıcılığa dayanmakla birlikte, sınırlı bir tarım ve hayvan besiciliği de yapmaktaydılar. Ele geçen buluntular özellikle deniz yumuşakçalarının yoğun olarak tüketildiğini de göstermektedir.

Fikirtepe kültürünün kültür tarihi açısından en büyük önemi, bugünkü uygarlığın temellerini oluşturan üretim öğelerinin Anadolu'dan Balkanlara aktarılmasında bir köprü görevi görmüş olmasından kaynaklanmaktadır. Bu kültürün mutlak tarihlenmesi oldukça tartışmalı bir konu olmakla birlikte, yaklaşık olarak M.Ö. 5.000 yıllarına ait olduğunu gösteren veriler giderek artmaktadır.

OMURGALI HAYVAN KALINTILARI

1950'li yıllarda Fikirtepesi'nde yapılan kazılarda birçok balık, sürüngen, kuş ve memeli kalıntıları bulunmuştur (Boessneck ve Driesch, 1979). Balık kalıntularından *Merluccius merluccius* (Linné)-Berlâm Balığı, *Dicentrarchus labrax* (Linné)-Levrek Balığı, *Sparus aurata* Linné-Çipura balığı, *Argyrosomus regius* (Asso)-Sarıağaz Balığı, *Mugil* sp. -Kefal Balığı, *Thunnus thynnus* (Linné)-Orkinos Balığı gibi 6 cins ve 5 tür deniz balığı ile *Ašpius aspius* (Linné)-Kocaağız Balığı, *Leuciscus cephalus* (Linné)-Tatlısukefali, *Rutilus frisii* (Nordmann)-Levgit Balığı, *Silurus glanis* Linné-Yayın Balığı, *Esox lucius* Linné-Turna Balığı, *Stizostedion lucioperca* (Linné)-Sudak Balığı gibi 6 cins ve tür tatlısu balığı belirlenmiştir. Bulunan balık kemikleri kısmen iyi korunmuşlarsa da, bulunan memeli hayvan kalıntularına oranla, kaybolan balık kemiği parçaları oldukça fazladır. Küçük boyutlu balık kalıntılarının korunma şansı az olduğundan olsa gerek, kazılarda elde edilen örnekler çoğunlukla büyük balıklara aittir.

Boessneck ve Driesch (1979) tarafından saptanan balık türlerinden deniz balıkları günümüzde Türkiye'nin tüm denizlerinde bulunan balıklardır (Hurcau ve Monod, 1973; Fischer ve diğ., 1987). Tatlısu balıklarından Levgit balığı, güncel olarak İstanbul civarında Terkos Gölü ve İznik Gölü'nden bilinmektedir (Geldiay ve Balık, 1988). Tatlısu balıklarından diğerlerinin İstanbul ve civarında yaşadıkları bilinen akarsu ve göller şunlardır: Tatlısukefali Polenezköyü, Göksu, Sapanca Gölü, İznik Gölü; Kocaağız Balığı Sapanca Gölü, Sakarya Havzası; Yayın Balığı Sapanca Gölü, Sakarya Nehri, İznik Gölü, Terkos Gölü; Turna Balığı Sapanca Gölü, Terkos Gölü, Küçükçekmece Gölü; Sudak Balığı Terkos Gölü ve Küçükçekmece Gölü (Battalgil, 1941; Kosswig ve Battalgil, 1943; Meriç, 1986; Geldiay ve Balık, 1988). Günümüzden yaklaşık 7000 yıl önce Fikirtepesi'nde

yaşamış olan Neolitik Dönem insanların küçük balıklara oranla büyük balıkları daha fazla tercih ettikleri anlaşılmaktadır.

Bu verilerin ışığında, Kalamış Körfezi kıyılarının o dönemde daha içerde olduğu veya yörede Çekmece gölleri tipinde bir gölün yer aldığı ve balık avlama işinin Fikirtepesi yakınlarında gerçekleştirildiği düşünülebilir. Ayrıca körfezin dip kesimlerinde bataklık ortamının var olduğu fikri de ileri sürülebilir. Kazılardan elde edilen omurgalı kalıntularından çoğunun balıklara ait olması, diğer ev hayvanı kalıntılarının ise % 7 civarında bulunması, Fikirtepe'nin denize yakın bir yerleşim yeri olması ile ilişkili olabilir. Ayrıca, evcil olan memelilerden et gereksiniminin % 55.8'i öküzgillerden, % 33'ü koyun ve keçilerden sağlanmaktaydı (Boessneck ve Driesch, 1979).

Balık kalıntularından başka sürüngenlerden *Testudo graeca ibera* Pallas-Adi Tosbağa, kuşlardan *Cygnus olor* (Gmelin)-Sessiz Kuğu, memelilerden *Dama dama* (Linné)-Alageyik, *Cervus elaphus* Linné-Kızılgeyik, Ulu-geyik, *Capreolus capreolus* (Linné)-Karaca, *Bos taurus* Linné-Öküz-İnek, *Ovis aries* Linné-Koyun, *Vulpes vulpes* (Linné)-Tilki, *Martes foina* (Erleben)-Kaya Sansarı, *Felis sylvestris* Schreber-Yaban Kedisi, *Ursus arctos* Linné-Bozayı kalıntılarında gözlenmiştir (Grassé, 1955; Huş, 1974; Başoğlu ve Baran, 1977; Boessneck ve Driesch, 1979; Baran ve Yılmaz, 1984).

Günümüzden 7000 yıl önce, *Dama dama*, *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *Felis sylvestris* gibi hayvanların, Fikirtepesi civarında var olması gereken ormanlarda yaşadıkları ve Neolitik dönem insanları tarafından avlandıkları ortaya çıkmaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Kuşdili Çayırı Kuyaternerinde yapılmış olan iki sondajdan elde edilen verilere göre; bölgede 3 evrede gelişen gravite faylanmalarıyla oluşan graben türü bir çöküntü alanı içinde, üç devre şeklinde bir sedimantasyon olduğu saptanmıştır. Ortamsal açıdan, bu devrelerin genellikle karasal (akarsu) fasiyeslerle başladığı, zaman içinde, çökmeye koşut olarak, önce akarsu ağzı (geniş), sonrada sığ-denizel koşullarda geliştiği söylenebilir. Devrelerin alt kesimlerindeki karasal çökellerin üstündeki çamurlarla, genellikle indirgeyici kimyasal koşullarda bir akarsu ağzı paleoekolojik koşullarını yansıtan bir fauna ve flora gözlenmiştir. Devrelerin en üst kesimlerinde ise, bu ekolojik ortam giderek sığ denizel koşullara geçmektedir.

Özellikle son devrenin (3. devre) denizel kesiminde saptanmış olan formlar, bu teknotik etkinlikle koşut gelişmiş olan Haliç ağzı ve çevresi içindeki faunal toplulukla fazla bir benzerlik göstermemektedir. İstanbul Boğazı'nın açılması olayının neden olduğu paleoekolojik koşulların mesafe olarak çok yakın olan bölgemizde izlenmeyişi, Kalamış Koyu ve çevresinde o zamanda farklı kimyasal koşullar nedeniyle değişik bir ekolojik ortamın varlığını işaret etmektedir.

Kuşdili Çayırı ile İstanbul Boğazı (Marmara girişi) ve Haliç ağzı sığdenizel ortamı simgeleyen foraminifer topluluğu yönünden karşılaştırıldığında cins ve türler açısından iki bölge arasındaki farklılık belirgindir. Kuşdili sondajlarında 3. devrede gözlenen *Spiroloculina ornata* d'Orbigny, *Quionqueloculina juleana* d'Orbigny, *Q. rugosa* d'Orbigny, *Q. seminulum* (Linné), *Massilina secans* d'Orbigny, *Triloculina tricarinata* d'Orbigny, *T. trigonula* (Lamarck), *Rosalina bradyi* Cushman ve *Asterigerineta mamilla* (Williamson) topluluğuna Haliç ağzı sondajlarında üst düzeylerde rastlanılmıştır. Ancak, Haliç'te gözlenen foraminifer topluluğu içinde yer alan *Textulariidae*, *Lagenidae*, *Boivinidae*, *Buliminidae*, *Uvigerinidae* ve *Planorbulinidae*'ye ilişkin çeşitli cins ve türler (Meriç ve diğ., 1989) ise, Kuşdili sondajlarındaki denizel düzeylerde gözlenememiştir (Şekil 3 ve 4). Bu farklılıklar büyük olasılıkla iki bölge arasında dip özelliği, tuzluluk, ısı ve pH değişikliklerinden kaynaklanmaktadır. Örneğin; Haliç bölgesinde yerleşen foraminifer topluluğu sığ deniz (açık denize bakan kesimi) ekolojik koşullarını yansıtmaktadır. Eski Kalamış Koyu ise, Holosen'de olasılıkla açık denizden korunmalı bir ortam özelliğindedir. *Massilina secans* d'Orbigny'nin bu yörede çok fazla gözlenmiş olması, ortam zemininin kumlu çamurdan oluştuğunu ve yüzeyinin yaygın yosun örtüsü ile kaplı bulunduğunu, ayrıca, enerjinin de düşük olduğunu göstermekteydi (Murray, 1973).

Bunun dışında, Fikirtepesi çevresinde yapılan kazılarda bulunmuş olan 6 cins ve tür tatlısu balığı kalıntıları, yerleşme alanı yakınlarında bir gölün varlığını vurgulamaktadır. Bu durum da bize günümüzden yaklaşık 7000 yıl önce Kuşdili Çayırı çevresinin bugünkü Büyük ve Küçük Çekmece göllerine benzer bir göl alanı olabileceğini belirtmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, sondaj örneklerinin sağlanmasında büyük katkıları olan Jeoloji Müh. Aytaç Dığış'a (Torno-İstanbul), Jeoloji Müh. Engin Atalay'a (D.S.İ., 14. Şb., İstanbul), Jeo-

loji Mühendisleri Mümin Göçmen, Mehmet Göröl, Özkan Aksel ve Nedim Özhan'a (D.S.İ. Bölge Md.lüğü, Bursa) ve jeolojik harita materyalini sağlayan Prof.Dr. Ahmet Ercan'a (İ.T.Ü.) içtenlikle teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Baran, İ ve Yılmaz, İ., 1984, Ornitoloji dersleri, İzmir.
- Başoğlu, M. ve Baran, İ., 1977, Türkiye sürüngenleri. Kısım I. Kaplumbağa ve Kertenkele'ler. İzmir.
- Battalgil, F., 1941, Les poissons des eaux douces de la Turquie İst.Üniv. Fen Fak. Mecm., B. 6 (1-2), 170-186.
- Boessneck, J. ve Driesch, A., 1979, Die tierknochenfunde aus der Neolithischen siedlung auf dem Fikirtepe bei Kadıköy am Marmarameer. Aus dem Institut für Palaeoanatomie, Domestikationsforschung und Geschichte der Tiermedizin der Universität München. 1-81.
- Cushman, J. A., 1939, A monograph of the foraminiferal family Nonionidae. Geol. Sur. Prof.Pap., 191, 1-100
- Fischer, W., Bouchot, M.L. ve Schneider, M., 1987, Fisches FAO d'identification des espèces pour les besoins de la peche. (Revision 1). Mediterranée et Mer Noire. Zone de Heche 37, Vol. II, Vertebres. Roma, FAO, 761-1530.
- Geldiay, R. ve Balık, S., 1988, Türkiye tatlısu balıkları. İzmir.
- Gonzales, B.J.P., 1971, Die Ostracoden des Küstenbereiches von Naxos (Griechenland) und ihre lebensbereiche. Mitt.Hamburg. Zool.Mus.Inst. Band 67, 255-326.
- Grassé, P.P., 1955, Traité de Zoologie. XVII (Première fascicule). Mammifères. Paris.
- Hartman, G. ve Puri, H., 1974, Summary of Neontological and Paleontological classification of Ostracoda. Mitt. Hamburg Zool.Mus.Inst. 70, 7-73.
- Hofker, J., 1968, Foraminiferen aus dem Golf von Neapel. Paläont. Zeicht., 34 (3/4), 233-262.
- Hureau, J. C. ve Monod, T., 1973, Check-list of the fishes of the north-eastern Atlantic and of the Mediterranean. 1. UNESCO, Paris.

- Muş, S., 1974, Av hayvanları ve avcılık. I.Ü. Orman Fak. Yayını, 202.
- Kaya, O., 1971, İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi. T.J.K. Bült., 14 (2), 143-199.
- Kaya, O., 1973, Paleozoic of Istanbul. Ege Üniv. Fen Fak. Kitapları Serisi, 40, 1143.
- Kosswig, C. ve Battalgiç, F., 1943, Türkiye tatlısu balıklarının zoogeografik ehemniyeti. Türk Fiz. Tabii İlimler Sosy. Yıllık Bild. Arşivi 2 (8), 18-31.
- Le Calvez, J. ve Le Calvez, Y., 1958, Repartition des foraminifères dans la baie de Villefranche. I. Miliolidae. Inst. Oceanogram. Monaco. Ann. n. sér. 35, 160-230.
- Meriç, E., 1989, Ed. Altunsaçlı, S., Çetin, O., Derman, S., Ediger, V.Ş., Gücüm, A.H., Gülen, D., Kubanç, C., Meriç, E., Ögelman, Y., Özdoğan, M., Özer, A.M., Sakınç, M., Şengüler, İ., Taner, G., Toker, V., Ünsal, İ. ve Yılmaz, Y., Güney Boğaziçi ve Haliç'in Holosen (Güncül) tortulları (YAYINDA).
- Meriç, N., 1986, Fisches encountered in Küçükçekmece Lake, İstanbul. İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., B, 51, 33-39.
- Murray, J.W., 1973, Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. Heinemann Educational Books, 1-272.
- Müller, G.W., 1912, Ostracoda. Das Tierreich 31, 1-434.
- Önalın, M., 1982, Pendik bölgesi ile adaların jeolojisi ve sedimentler özellikleri. Basılmamış Doçentlik Tezi, 156 s., Yerbilimleri Fak. Jeoloji Böl., İstanbul.
- Önalın, M., 1989, Formation of nodular limestones in Devonian sequence of İstanbul (YAYINDA).
- Özdoğan, M., 1983, Pendik, A Neolithic site of Fikirtepe Culture in the Marmara Region. Festschrift für K. Bittel, Mainz, 401-411.
- Özdoğan, M., 1987, 1986 yılı Trakya ve Marmara Bölgesi Araştırmaları. V. Araştırma Sonuçları Toplantısı II, 157-170.
- Sars, G.O., 1928, Ostracoda. An account of the Crustacea of Norway, Bergen, 9, 1-227.
- Tezcan, S., Durgunoğlu, T., İpek, M. ve Durgunoğlu, T., 1974, İstanbul-Söğütü Çeşme istasyon tesisleri pro-

jesi. Jeoteknik ve dinamik etüd. Basılmamış rapor. Boğaziçi Üniv. Döner Sermaye İşletmesi, İstanbul.

Tschudy, R.H., 1969, Relationship of Palynomorphs to Sedimentation, in: Tschudy, R.H. ve Scott, R.A. (Editörler), Aspect of Palynology, 79-96.

AYAMAMA (BAKIRKÖY-İSTANBUL) KUVATERNER İSTİFİNİN SEDİMENTER JEOLJİSİ VE PALEOEKOLOJİSİ

Sedimentary geology and palaeoecology of Ayamama (Bakırköy-İstanbul) Quaternary sequence

Engin MERİÇ, İ. Ü. , Jeoloji Müh. Böl., İstanbul.

Fazlı Y. OKTAY, İ. T.Ü. , Jeoloji Müh. Böl., İstanbul.

Mehmet SAKINÇ, İ. T. Ü. , Jeoloji Müh. Böl., İstanbul.

Dinçer GÜLEN, İ.Ü., Biyoloji Böl., Beyazıt-İstanbul.

Aynur İNAL, M.T.A., Jeoloji Etüdlere Dairesi, Ankara.

ÖZ : Bakırköy (İstanbul) batısında yer alan Ayamama Havzası yörede Geç Kuvaterner'den günümüze kadar egemen olan tansiyonel tektonik rejim içinde, kuzeybatı-güneydoğu yönünde gelişmiş normal fayın doğu bloğunun çökmesi ile oluşmuş ve zaman içinde tek bir çökel devresi şeklinde kıvrımlar ile doldurulmuştur.

Havza istifi genelde gri-siyah renkli kil ve çamurlardan yapılmıştır. İçinde farklı yer ve konumda, kalınlıkları ve yanal süreklilikleri değişken ve taban kesimleri genelde çakıllı kum üniteleri bulunur. Sondajlardan derlenen örneklerden, istif içinde foraminifer, ostrakod ve mollusk (pelesipod, gastropod) cins ve türleri ile temsil edilen bir fauna saptanmıştır. Bu faunal topluluk, ekolojik açıdan lagün-bataklık koşullarının egemen olduğu bir ortamın özelliklerini yansıtmaktadır. İstif içinde, özellikle SPT-1 ve 3 sondajlarında iki ayrı düzeyde gözlenen yoğun jips oluşumları, Geç Kuvaterner'de yörenin iki kez yoğun buharlaşma dönemi geçirdiğini açıklamaktadır.

ABSTRACT : Late Quaternary Ayamama basin situated to the west of Bakırköy (İstanbul) had developed as a result of a normal fault lying in the northwest-southeast direction under the tansional tectonic regime which have been effecting the region from Holocene onwards. This basin was filled by various clastics as a single sedimentary cycle in the same period.

The basin-fill, in general, is formed by grey-black cloured clays and muds. In this sequence, several sand lenses varying in width and length, having pebbly zones at the bases and occurring at locally and stratigraphically different levels are present.

The faunal association of foraminifera, ostracoda and mollusca (pelecypoda, gastropoda) was determined in the samples taken from the cores. From the ecological point of view, this faunal association reflects the various properties of an environment in which swamp-lagunal conditions reign.

Two wide-spread diagenetically grown gypsum crystal zones detected in the bore-holes SPT-1 and 3 indicate that the region was twice subjected intense evaporation during Holocene under the dry and hot climatical conditions.

GİRİŞ

Ayamama havzası İstanbul'un Trakya kesiminde Genç Kuvaterner istifinin yaygın geliştiği depolanma alanları içinde en önemlilerinden birisini teşkil eder. (Şekil 1).

Bu havzayı günümüzde akaçlayan Halkalı deresinin ıslahı ve derenin açıldığı kesimde bulunan bataklık alanların

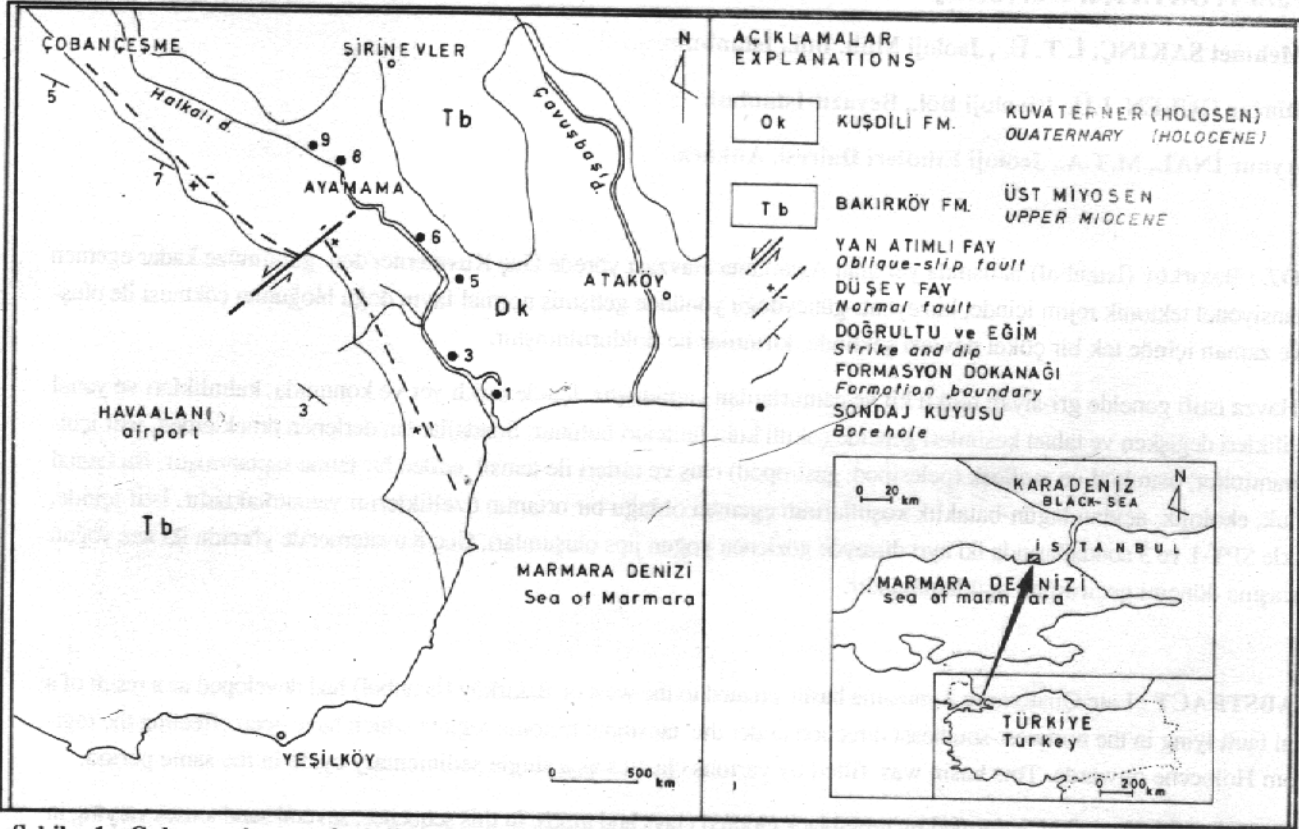
imara konu olabilecek şekle getirilmesi amacı ile D.S.İ. tarafından yapılmış karotlu sondajların incelenmesiyle, havzada olasılıkla Geç Kuvaterner sırasında depolanmış bir istif kesilmiştir. Üst Miyosen yaşlı Bakırköy Formasyonu'na ait marn-kil-Mactra'lı kireçtaşı ardışımı üzerine uyumsuz olarak gelen bu istif, kalınlığı genelde güneyden kuzeye doğru azalan bir kama şeklindedir.

Bölgede D.S.İ. tarafından Halkalı deresi boyunca yapılmış olan 15 sondaj'dan elde edilen karotların incelenmesiyle, bu sondajlardan SPT 1-8 arasında genç istifin kesildiği, SPT-9 da ise, güncel alüvyonun doğrudan Bakırköy Formasyonu üzerine oturduğu saptanmıştır (Şekil-1).

İstifin sedimanter jeolojisi sondaj karotlarının ayrıntılı tanımlamaları ve denştirilmesine dayandırılmış, paleontolojik ve ekolojik yorumlar için de sondajdan 57 adet örnek alınarak faunal içerikleri incelenmiştir.

Bu temel üzerinde, tansiyonel tektoniğe bağlı gelişen havzada çökelen Genç Kuvaterner istif kalınlığı Güncel Alüvyon dışında SPT-1 sondajında 13 m, SPT-3 sondajında 23.8 m, SPT-5 sondajında 20 m, SPT-6 sondajında 6.2 m ve SPT-8 sondajında 1.3 m olup, SPT-9 sondajında ise Güncel Alüvyon doğrudan temel üzerine oturmaktadır.

İstif kalınlığındaki ani değişimler havza taban topoğrafyasının normal faylanma etkisinde gelişmesi nedeniyle meydana geldiği yörede yapılan saha çalışmaları sırasında



Şekil 1 : Çalışma alanının jeoloji haritası
Figure 1 : Geological map of the studied area

STRATİGRAFİ

Ayamama havzası batıda, AtatürkHava Limanı tesis ve pistlerinin üzerinde yer aldığı ve Bakırköy Formasyonundan yapılmış yükselti, kuzeyde E-5 karayolu, doğuda ise, yine kısmen Bakırköy Formasyonu ile kaplı ve Ataköy'ün üzerinde kurulduğu yükselti ile sınırlıdır. Havza güneyde Çavuşbaşı deresi alüvyon düzlüğü ile birleşmekte ve Marmara Denizi ile sınırlanmaktadır (Şekil 1).

Yörede tarafımızdan yürütülen jeoloji çalışmalarına ve sondaj verilerine göre, havza temeli, İstanbul çevresinde yüzeylenen Üst Miyosen (Sarmasiyen) yaşlı çökel devresinin en üst birimi olan kireçtaşı-marn-kil ardışımından yapılmış Bakırköy Formasyonu'ndan oluşmuştur.

saptanmıştır.

SPT-1 sondajında istif temel üzerinde siyah renkli ve küçük mollusk kavkılı killer ile başlar. Bu ünite 2.1 m kalınlıkta olup, yukarı doğru 1.2 m kalınlıklı, yer yer limonite boyanmış, ancak gri renkli, bol silt ve kumlu çamurlarla izlenmektedir. Bu ünite içerisinde mollusk kavkuları boyutça irileşmekte ve miktar olarak artmaktadır. Daha üstte, 6.3 m kalınlıklı ve siyah renkli, bol silt ve ince kumlu, yoğun ve iri mollusk kavkılı bir kil izlenir. Bu birim içerisinde (13-16 m ler arasında; Şekil 2) diyajenetik kökenli yoğun jips kristali gelişmesi saptanmıştır. Bu killer üzerinde 0.3 m lik açık gri renkli ve siltli bir kum ünitesi gözlenir. Bunlar üzerinde istif yine siyah renkli, üst kesimdeki bazı düzeylerde yoğun

iri mollusk kavkılı, kum düzeyine doğru ise, kavkılar seyrekleşmekte ve küçülmektedir. Bu düzey içinde de (7.5-8.5 m ler rasında; Şekil 2) alttakine benzer şekilde oluşmuş yoğun jips kristalli bir zon bulunmaktadır. İstifin en üst 6.5 m lik kesimi Halkalı Deresinin güncel alüvyonundan ibarettir.

SPT-1 sondajı koratlarından derlenen örneklerde istif içinde alttan üste tekdüze karakterde ve tümüyle acısu ekolojik koşullarını yansıtan; foraminiferlerden *Ammonia beccarii* (Linné), *A. beccarii tepida* Cushman, *Elphidium crispum* (Linné), *E. tumidum* Natland, *Astrononion sidebottomi* Cushman-Edwards, *Aubignyniana perlucida* (Heron-Allen-Earland) (Cushman, 1939; Meriç ve diğ., 1990; Mineraria, 1957); ostrakodlardan *Callistocythere* sp., *Cyprideis torosa* (Jones), *Cythereis* sp., *Loxoconcha* sp. (Altınışıl, 1990; Klie, 1938; Külköylüoğlu, 1990); mollusklerden *Chlamys* sp., *Cerastoderma edule* (Linné), *Cerastoderma* sp., *Ostrea* cf. *edulis* *Gibbula* sp., *Hydrobia* (*Hydrobia*) cf. *ventrosa* (Montagu), *Hydrobia* sp., *Rissoa* (*Turboella*) cf. *parva* (Costa), *Rissoa* sp., *Bittium* (*Bittium*) *reticulatum* Da Costa, *Bittium* (*Bittium*) sp., *Chrysallida* (*Parthenina*) cf. *interstincta* (Montagu), *Chrysallida* sp., *Eulimella* (*Parthenina*) sp., *Eulimella* sp., *Nassarius* (*Hinia*) cf. *reticulatus* (Linné), *Cyclope* cf. *danovani* (Risso), *Retusa* (*Retusa*) cf. *truncatula* Bruguiere (Bucquoy vedig., 1882-1886; Chaput, 1965; Dollfus, 1911; Erol ve Nuttal, 1972; Erol ve İnal, 1980; Harmer, 1918; Ilyina, 1960); Krişçev ve Şopov, 1979; Moore, 1960-1964 ve 1969; Petrov, 1966; Sacco, 1896; Wenz, 1938) ve vermes ile bryozoalardan oluşan bir fauna saptanmıştır.

SPT-3 sondajında (Şekil-3) istif açık gri renkli ince kumlarla başlar ve üste doğru koyu gri renkli ve kumlu kil haline dönüşür. 2.3 m kalınlıktaki bu ünitenin üst kesimindeki killer içinde, alttan üste sayıca artan oranda küçük kavkılı mollusklar gözlenmiştir. İstifin bu ünite üzerindeki 7.9 m kalınlığındaki kesimi, mollusk kavkılı, gri-açık gri renkli kum, çakıllı kum ve kumlu çakıllı çamur ardışımı şeklindedir. Bu ünite içerisindeki çamurlu düzeylerde yer yer yoğun mollusk kavkuları izlenir. İstifin bu ünite üzerindeki kesimi, siyahımsı koyu gri killerden yapılmıştır. Bunlar içerisinde de daha alttaki killi ve çamurlu düzeylerde gözlenen mollusk kavkuları hem saçılmış ve hem de düzeyler oluşturacak şekildedir. Bu kil ünitesi içerisinde ayrıca SPT-1 de iki zon halinde izlenen jips oluşumları benzer şekilde görülmektedir. İstifin en üst kesiminde 3 m lik bir Güncel Alüvyon mevcuttur.

SPT-3 sondajından derlenen 22 örnekte de faunal açı-

dan SPT-1 de saptanmış olan tekdüze ve acısu koşullarını simgeleyen foraminiferlerden *Ammonia beccarii* (Linné), *A. beccarii ammoniformis* Colom, *A. beccarii tepida* Cushman, *Elphidium crispum* (Linné), *E. tumidum* Natland, *Astrononion sidebottomi* Cushman-Edwards, *Aubignyniana perlucida* (Heron-Allen-Earland); ostrakodlardan *Ilyocypris bradyi* G.O. Sars, *Cyprideis torosa* (Jones), *Loxoconcha* sp., *Xestoleberis* sp. ve mollusklerden *Cerastoderma edule* (Linné), *C. edule lamacki* Reeve, *Hydrobia* (*Hydrobia*) cf. *ventrosa* (Montagu), *Hydrobia* sp., *Rissoa* (*Turboella*) cf. *parva* (Costa), *Rissoa* sp., *Bittium* (*Bittium*) *reticulatum* Da Costa, *Chrysallida* (*Parthenina*) cf. *interstincta* (Montagu), *Chrysallida* sp., *Eulimella* (*Ebala*) sp., *Eulimella* sp., *Nassarius* (*Hinia*) cf. *reticulatus* (Linné), *Cyclope* cf. *danovani* (Risso), *Retusa* sp. dar oluşan bir organizma topluluğu saptanmıştır.

SPT-5 sondajında (Şekil 4) genç istif temel üzerinde siyahımsı-yeşilimsi gri renkli, kumlu, ince çakıllı ve seyrek mollusk kavkılı çamurlar ile başlar. İstifin 2 m üstünde 10 cm kalınlıkta ve gri renkli orta kum düzeyi geçilir. Bu kum üzerinde 13.4 m kalınlıklı, siyahımsı koyu gri renkli, ince kum ve siltli ve yerel olarak yoğun mollusk kavkılı bir çamur düzeyi gözlenir. İstifin bu düzey üzerindeki kesimi, alt 70 cm si mollusk kavkılı çakıl ve yine yoğun mollusk kavkılı killerden yapılmıştır. İstifin geri kalan kesimi en üstte izlenen 3 m lik Güncel Alüvyon dışında, alt kesimi siltli çamur olan ve üste doğru kum haline gelen (1.5 m kalınlıkta), daha üstte ise kireçtaşı çakıllı ve kömürleşmiş bitki parçalı sarımsı kahverenkli killerden oluşmuş bir çökeltme ünitesi şeklindedir.

Bu sondajdan derlenen örneklerde de yine yukarıda değinildiği gibi acısu koşullarını simgeleyen; foraminiferlerden *Ammonia beccarii* (Linné), *A. beccarii ammoniformis* Colom, *A. beccarii tepida* Cushman, *Elphidium crispum* (Linné), *E. tumidum* Natland, *Astrononion sidebottomi* Cushman-Edwards, *Aubignyniana perlucida* (Heron-Allen-Earland); ostrakodlardan *Ilyocypris* sp., *Cyprideis torosa* (Jones), *Loxoconcha* sp. ve mollusklerden *Cerastoderma edule* Linné *C. edule lamacki* Reeve, *Gibbula* sp., *Hydrobia* (*Hydrobia*) cf., *ventrose* (Montagu), *Hydrobia* sp., *Rissoa* (*Turboella*) cf. *parva* (Costa), *R. (Rissoa)* cf. *splendida* (Eichwald), *R. (Turboella)* sp., *Bittium* (*Bittium*) *reticulatum* Da Costa, *Chrysallida* (*Parthenina*) cf. *interstincta* (Montagu), *Eulimella* (*Ebala*) cf. *nitidissima* (Montagu)'dan oluşmuş bir faunal topluluk saptanmıştır.

İncelenen son sondaj olan SPT-6 da (Şekil 5), istif üstteki 1.2 m lik Güncel Alüvyon dışında 6.2 m bir kalınlık su-

zasının ekolojik açıdan genelde acısı ile kaplı ve düşük enerjili bir ortam olduğu söylenebilir. İncelenen istif içerisinde saptanan faunal toplulukta gözlenen fert sayısı ile cins türlerdeki yerel farklılıklar, yörede egemen iklim koşullarındaki değişimlerin ortamın fiziksel ve kimyasal koşullarına yansımalarının ve zaman zaman havzaya tuzlu su desteğinin eseridir.

SONUÇLAR

Bölgede yapılan saha ve sondaj incelemeleri ile: Aya-mama havzasının olasıyla Holosen başından itibaren fay kontrollü olarak geliştiği; içinde acısı koşullarında ve tek bir çökeltme devresi şeklinde ince taneli kırıntılı çökeltimi sonucu kuzeye doğru daralan ve incelen bir kama şeklinde bir istif oluşmuştur.

Holosen içinde iklimsel açıdan yörenin iki kez kuraklaşmış; istif içinde bulunan faunal topluluğun genelde acısı - bataklık koşullarını yansıttığı saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, sondaj örneklerinin sağlanmasındaki yardımları için jeoloji mühendisleri; Mümin GÖÇMEN, Mehmet GÖRAL ve Özkan AKSEL'e (D. S. İ. 1. Bölge Müdürlüğü, Bursa) içtenlikle teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Altınsoçlı, S. , 1990, Küçükçekmece Gölü dip ostrakod faunası (Yayında).

Bucquoy, E. , Dollfus, G., Dauzenberg, Ph., 1882 - 1886, Les mollusques marins du Roussillon. T. 1, Gastropodes (avec atlas), T1, 2, Pelecypodes (avec atlas), Paris.

Chaput, G., 1965, Etudes sur les terrasses marines du littoral de la mer de Marmara.

Cushman, J. A., 1939, A monography of the foraminiferal family Nonionidae. Geol. Sur. Prof. Pap., 191, 1 - 100.

Dollfus, G., 1911, Les coquilles du Quaternaire Marin du Senegal. Mé. de la Société Géol. de France, T. XVIII, fasc. 3 - 4.

Erol, O., Nuttal, C. P., 1972, Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları. Coğrafya Araştırma Dergisi, 5 - 6.

Erol, O., İnal, A., 1980, Çanakkale yöresi Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosil-

leri. jeomorfoloji Dergisi, 9 , 1 - 35.

Harmer, F. W., 1918, Paleontographical Society, Vol. 1, part. III. Ilyina, L.B., 1966, İstoriya Gastropod çernogo morya. Acad. of the U. S. S. R., Tom. 110.

Klie, W., 1938, Ostracoda, das tierreich, 31, 1 - 434.

Krişçev, H. G., Şopov, V. L., 1979, Geologica Balcanica, Sofia.

Külköylüoğlu, O., 1990, Küçükçekmece Gölü ve yöresi ostrakod faunası I (Yayında).

Meriç, E., Oktay, F. Y., Sakınç, M., Gülen, D., Ediger, V. Ş., Meriç, N. ve Özdoğan, M., 1991, Kuşdili (Kadıköy - İstanbul) Kuvaterner'inin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi.

Meriç, E., 1985 Mikropalentoloji, 1-135, 83 Şekil T.M.M.O.B. Jeoloji Müh. Od. Yayını, No: 19 Ankara.

Mineraria, A., 1957, Terziario e Quaternario, Atlante iconografica distribuzione stratigraphica. Milano - Italy.

Moore, R. C., 1960 - 1964, Treatise on invertebrate paleontology I (Mollusca 1).

Moore, R. C., 1969, Treatise on invertebrate paleontology (Mollusca 6).

Murray, W.J., 1973, Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. Heinemann Educational Books. 1 - 272.

Sacco, F., 1896, I molluschi dei Terziari del Piemonte e della Liguria. Vol. 21-22.

Petrov, O. M., 1966, Stratigraphy and fauna of marine mollusks in the Quaternary deposits, Acad. of Scien. of the U. S. S. R., Vol. 155.

Wenz, W., 1938, Gastropoda. Band 6.

BAŞÇAYIR-DAĞÖNÜ (ULAŞ-SİVAS) YÖRESİNDE DİVRİĞİ OFİYOLİTLİ KARIŞIĞININ ANA BİLEŞENLERİ VE KROMİT YATAKLARININ JEOLJİSİ

Main Components of the Divriği Ophiolitic Melange and Geology of the Chromite Deposites in the Başçayır-Dağönü (Ulaş-SİVAS) Area

Osman KOPTAGEL, Cumhuriyet Üniv., Jeoloji Müh. Böl., SİVAS

Ahmet GÖKÇE, Cumhuriyet Üniv., Jeoloji Müh. Böl., SİVAS

ÖZ : Başçayır-Dağönü yöresinde Üst Kretase yerleşim yaşlı ofiyolitik kayalar yaygın olarak yüzeylenmektedirler. Divriği Ofiyolitik Karışığı olarak bilinen karışığın magmatik kökenli bileşenlerini oluşturan çoğunlukla serpantinleşmiş harzburgit ve dunitler ile diyabaz, piroksenit ve gabrolar gibi ultramafik-mafik kayalar Çamözü Ultramafiti, karışıktaki kireçtaşı, mermer ve siltaşı gibi yabancı kayaç türleri ise Karışığın Diğer Bileşenleri olarak isimlendirilmiştir.

Yöredeki krom cevherleşmeleri Çamözü Ultramafitinin harzburgitik çevre kayaları içinde dunitik kayalar tarafından sarılmış ve boyutları oldukça değişken merceğimsi kütleler şeklindedir. Bölgede 7 adet krom yatağı ve çok sayıda krom yüzleği bulunmaktadır. Bütün krom cevherleşmeleri Çamözü Ultramafiti içinde yer alan, yaklaşık K 70° D doğrultulu ve birbirine paralel 5 ayrı zon üzerinde konumlanmışlardır.

Yatak ve yüzleklerde cevher minerali olarak sadece kromit gözlenmiş olup, masif, saçınımlı, bantlı, nodüler, antinodüler ve benekli cevher tiplerinin değişik kombinasyonları izlenmektedir. Kromitlerde kataklastik doku hakim olup yer yer de çekayır dokusu izlenebilmektedir.

ABSTRACT : Başçayır-Dağönü area covered by an ophiolitic melange emplaced in Upper Cretaceous and known as "Divriği Ophiolitic Melange" ultramafic and mafic rock such as serpentized harzburgite, serpentized dunit, diabase, pyroxenite and gabbro are named as Çamözü Ultramafite, and the other rock unites such as limestone, marble and siltstone are named as The Other Components of The Melange, in this study.

Chromite mineralization in the area surrounded by a thin dunitic cover and hosted by harzburgitic rocks of the Çamözü Ultramafite. Chromite enrichments occur irregular or lence shaped are masses in different size, and are located along 5 different horizons N70°E trending direction. Only the 7 of them are still working while most of them are low grade and unworking mineralizations.

Chromite in the only ore mineral and a large combinations of the massive, disseminated, banded, nodular, antinodular, patchy ore types are identified in the ore bodies. The cataclastic and pull-apart textures are widespread in microscopic scale.

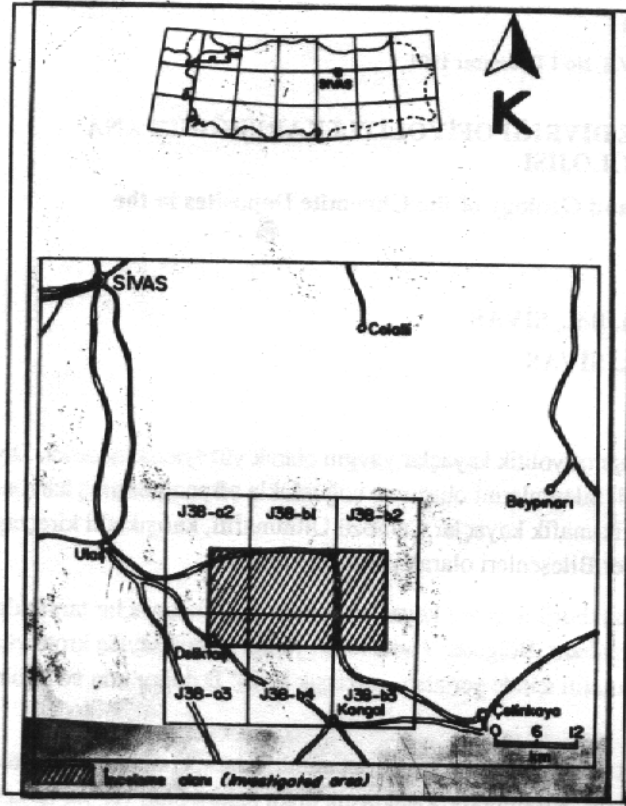
GİRİŞ

Başçayır-Dağönü yöresi İç Anadolu Bölgesinde, Sivas iline bağlı Ulaş ve Kangal ilçeleri arasında, 1/25.000 ölçekli SİVAS J38-a2, J38-a3, J38-b1, J38-b2, J38-b3 ve J38-b4 paftalarının birleşim yerinde bulunmaktadır (Şekil 1).

Yörede ofiyolitik karışık geniş bir alan kaplamakta olup, bu çalışmada karışığın bileşenleri ve jeolojik özellikleri incelenmiş, konu ile ilgili olarak krom yataklarının çevresinde yaklaşık 300 km²lik bir sahanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası yapılmış, yöredeki kayaç türleri, stratigrafik

dizimleri, ofiyolitik kayaların petrografik özellikleri, krom cevherleşmelerinin dağılımları saptanmaya çalışılmış, cevherleşmelerin yakın civarında detaylı jeolojik incelemeler yapılarak bağlı oldukları jeolojik özellikler, yataklanma şekilleri, cevher-yankayaç ilişkileri, minereolojik bileşimleri, mikro yapı ve doku özellikleri saptanmaya çalışılmıştır.

Yöredeki krom yatakları iki özel madencilik şirketi tarafından yüzlekler boyunca sığ derinliklerde kalan açık işletme yöntemiyle işletilmektedir.



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

LİTOLOJİK BİRİMLER ve OFİYOLİTLİ KARIŞIĞIN STRATİGRAFİK KONUMU

İnceleme alanı Türkiye'nin Tektonik Birlikler sınıflamasında Ketin (1966) tarafından "Toridler", İlhan (1976) tarafından ise "Güney Anadolu Kıvrımları" olarak adlandırılan bölgenin kuzey kenarında bulunmaktadır.

Saha çalışmaları sırasında bölgede yaygın olarak Jura Kretase yaşlı kireçtaşlarının, ultramafik-mafik kayaların, Üst Kretase-Paleosen yaşlı kireçtaşlarının, Miyosen ve Pliyosen yaşlı birimlerin yüzeyledikleri gözlenmiştir. Bunlardan Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları "Çataldağ Kireçtaşı", ultramafik-mafik kayalar ve içerdikleri diğer bileşenler "Divriği Ofiyolitli Karışığı", Üst Kretase-Paleosen yaşlı kireçtaşları "Tecer Formasyonu", Miyosen yaşlı kayalar "Karacaören Formasyonu" Pliyosen yaşlı çökeller de Alüvyon olarak isimlendirilmiştir. Bu birimlerin sahadaki dağılımları Ek 1'de görüldüğü gibi haritalanmış ve stratigrafik dizimliliği Şekil 2'de olduğu gibi belirlenmiştir.

Bu litolojik birimlerden Çataldağ Kireçtaşı, Tecer Formasyonunu, Karacaören Formasyonunu ve Pliyosen yaşlı çökellerin jeolojik özelliklerine ilişkin gözlem ve bulgular inceleme alanını kısmen veya tamamen içine alan ve çoğunlukla genel jeoloji amaçlı çalışmalarla (Gürsoy,

1986; İnan ve İnan, 1987; İnan ve diğ., 1989; Koptagel, 1991) genellikle uyum içinde olduğundan burada tekrar edilmeyeceklerdir. Ancak krom yataklarının yankayacını oluşturan Divriği Ofiyolitli Karışığının özellikleri ayrıntılı bir şekilde incelenmeye çalışılmıştır.

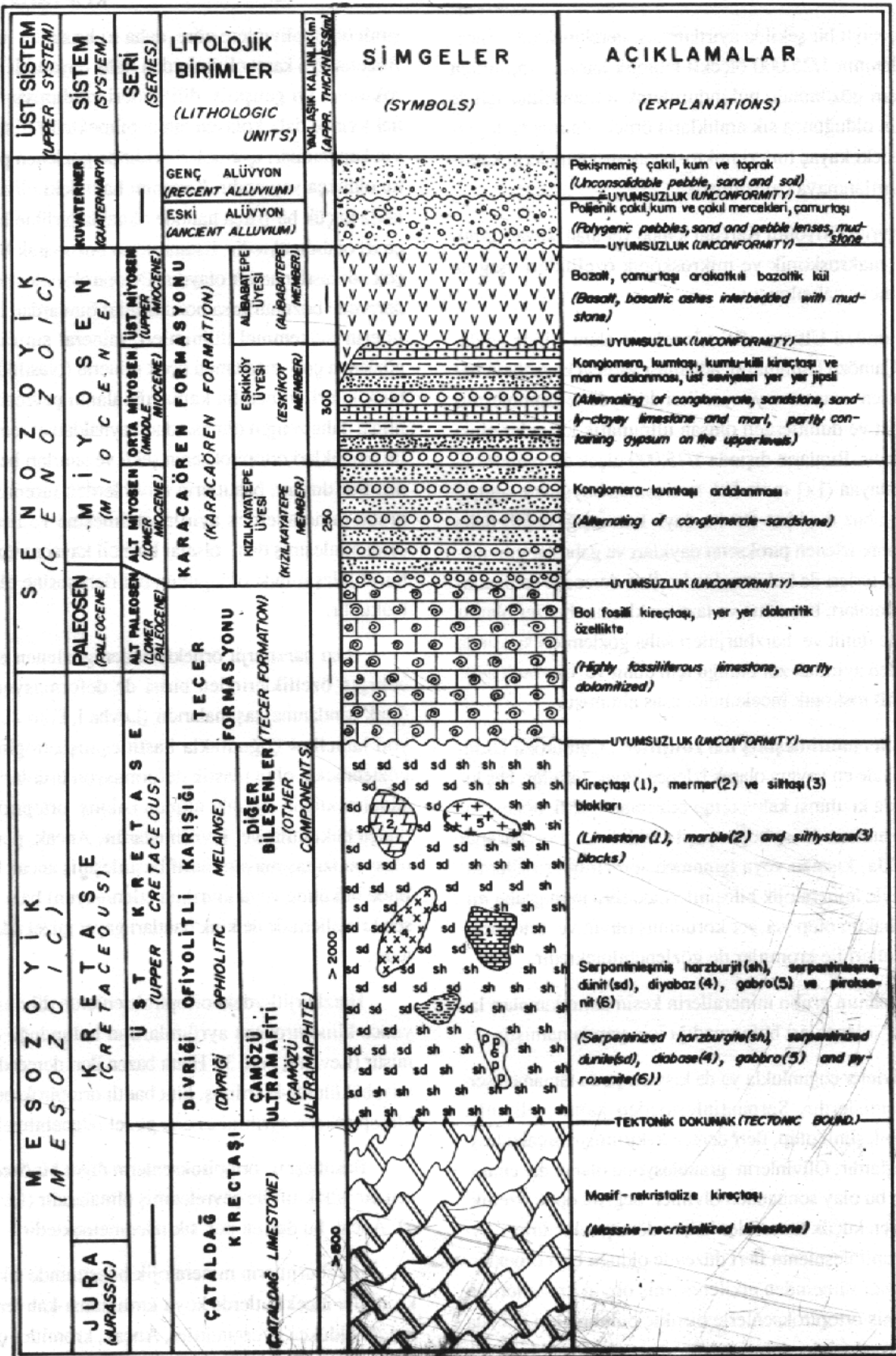
Divriği Ofiyolitli Karışığı

Karışık, inceleme alanının batı kesiminde Başçayır Köyü yakınlarından kuzeydoğuda Karagöl Köyü yakınlarına kadar (doğuya doğru daha da genişleyerek) yaklaşık KD-GB doğrultulu bir kuşak halinde yüzeylenmektedir (Ek1).

Birim ilk kez Güneş-Soğucak yakınlarında Bayhan ve Baysal (1981) tarafından "Güneş Ofiyoliti" olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Tutkun ve diğ. (1988)'nin Divriği yöresinde yaptığı çalışmada aynı birim "Divriği Ofiyolitli Karışığı" olarak isimlendirilmiş olup, karışığın ultramafik-mafik bileşenleri ise "Güneş Ofiyoliti" olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada da "Divriği Ofiyolitli Karışığı" adlanması benimsenmiştir. Ancak karışık içinde magmatik kökenli bileşen olarak yalnızca ultramafik kayalar ile izole dayıkların gözlenmesi ofiyolitli serilerin tip kesitlerinde gözlenen yastık yapılı bazaltik volkanitler, levha şekilli diyabazik dayıklar ve kümülatik gabro seviyelerinin inceleme alanında gözlenmemesi ve/veya daha önce bulduklarına ilişkin işaretlerin bulunmaması nedeniyle "Güneş Ofiyoliti" adlanması yerine "Çamözü Ultramafiti" adlanmasının kullanılması uygun bulunmuştur. Karışıkta diğer yabancı kayaç türleri ise "Karışığın Diğer Bileşenleri" adı altında incelenmiştir.

Divriği Ofiyolitli Karışığı tabanındaki Jura-Kretase yaşlı Çataldağ Kireçtaşı üzerinde tektonik dokunaklı olarak yer almaktadır. Ultramafik kayalar dokunak boyunca diğer yerlere göre daha ezik görünümlüdürler. Birim, Kızılyataklık Mahallesi dolaylarında Üst Kretase-Paleosen yaşlı Tecer Formasyonu, inceleme alanının diğer kesimlerinde Miyosen yaşlı Karacaören Formasyonu ve Alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Genel bir alışkanlık olarak bu tür serilerin bulunduğu sahalarda jeolojisi incelenirken seri içindeki yabancı kayaç blokları (kireçtaşı blokları gibi) mümkün olduğunca ayrıntılandırılırken, özellikle ultramafik topluluklar içindeki kayaç türleri ayrıntılandırılmadan, bir bütün olarak haritalanmaktadır. Oysa, maden jeolojisi amaçlı çalışmalarda kayaç türleri ile cevherleşmeler arasındaki ilişkilerin saptanabilmesi için kayaç türlerinin harita ölçeğine uygun olarak mümkün oldu-



Şekil 2 : İnceleme alanının stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

Figure 2 : Stratigraphic columnar section of the study area (not to scale).

ğunca detaylı bir şekilde ayırılması gerekmektedir. İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası yapılırken bu durum gözönünde bulundurularak ultramafitler içinde mümkün olduğunca sık aralıklarla örnek alınmış ve topluluk içindeki kayaç türleri mikroskopik incelemelerin katkısıyla ayırılmaya çalışılmıştır.

Divriği Ofiyolitli Karışığı içinde yer alan kayaç gruplarının makroskopik ve mikroskopik özellikleri aşağıda özetlenmeye çalışılmıştır.

Çamözü Ultramafiti : İnceleme alanı içinde gözlenen ve Çamözü Ultramafiti adlanması yapılan kayaçların hemen hemen tamamını yer yer ileri düzeyde serpantinleşmiş harzburjit ve dunitlerden oluşan ultramafik kayaçlar oluşturmaktadır. Bunların dışında 1/25.000 ölçek düzeyinde haritalanamayan (1x1 m ile 5x6 m arasında boyutlara sahip), izole diyabaz daykları (levha-dayk karmaşığı değil) daha yerel olarak izlenen piroksenit daykları ve gabrolar gibi mafik kayaç türleri de bulunmaktadır. İleri derecede serpantinleşmiş olmaları, bozunma ve taze renklerinin benzer olması nedeniyle dunit ve harzburjitleri saha gözlemleri sırasında birbirinden ayırmak zor olduğu için dunit ve harzburjit ayrımında mikroskopik incelemeler esas alınmıştır.

a- Serpantinleşmiş harzburjitler : Çamözü Ultramafiti içinde en yaygın olarak izlenen kayaç türüdür. Dış kısımlarında kızılımsı kahverengi bozunma renkli, bozunmamış iç kısımlarında ise koyu yeşil renklidirler. Harzburjitler çoğunlukla kısmen veya tamamen serpantinleşmişlerdir. Dolayısıyla mineralojik bileşimlerinde serpantin grubu mineraller hakim olup yer yer korunmuş olivin ve ortopiroksen kristalleri ile kromitler de gözlenebilmektedir.

Serpantin grubu minerallerin kesin tanımlamaları laboratuvar olanakları bulunmadığı için yapılamamıştır.

Olivinler çoğunlukla ya da kısmen ya da tamamen serpantinleşmişlerdir. Serpantinleşmeden kalmış olivinler forsterit bileşimli olup, ileri derecede kırılmış-parçalanmış-ufalanmışlardır. Olivinlerin granülasyonu olarak da tanımlanabilen bu olay sonucunda olivinler değişik optik özellikler gösteren küçük tanecikler haline dönüşmektedirler. Ayrıca, serpantinleşmenin ileri düzeyde olduğu bazı örneklerde bozunma sürecinden etkilenmemiş olivin kristallerinin bastitleşmiş ortopiroksenlerle birlikte bulunmaları (Levha I, Foto 1) nedeniyle deformasyon sonrasında yeniden kristallenme süreci ile oluşmaları (ikincil olivinler) düşünülebilir.

Harzburjitlerde gözlenen ortopiroksenler enstatit bile-

şimli olup, olivinlere göre daha iri kristaller halindedirler. Bozunmaya karşı olivinlerden daha dayanıklı olan ortopiroksenler iyi gelişmiş dilinimleri yardımıyla bazen el örneklerinde dahi kolayca tanımlanabilmektedir. Enstatitlerin olivin kapanımları içermeleri şeklinde gözlenen poikilitik doku oldukça yaygındır. Kapanım halindeki olivinler çoğunlukla küçük bir parça halinde olmakla birlikte bazen oldukça iri olabilmektedir. Enstatitlerin bozunarak bastitleşmesi çok sık rastlanan bir olaydır. Ortopiroksenler ne kadar ileri derecede bozunurlarsa bozunsunlar bunlardan türeyen bastitlerin mükemmel dilinimleri, mineral sınırları boyunca gözlenen çok ince taneli opak mineral (olasılıkla manyetit) birikimleri, mineralin kapladığı alanın çevresine göre demirce daha zengin olmasından kaynaklanan renk tonu farkı ile türedikleri ortopiroksenin şekli ve sınırları belli olmaktadır. Bu durum, bastitlerin olivinlerden türemiş serpantin grubu minerallerden ayrılabilmesine ve ileri derecede serpantinleşmiş dahi olsalar birincil kayacın türünün harzburjit bileşiminde olduğunun belirlenmesine olanak sağlamaktadır.

Bazı harzburjit örneklerinden gözlenen enstatitlerin belirgin özelliklerinden birisi de deformasyon lamelleri (kink bantlanma) taşımalarıdır (Levha I, Foto 2). Deformasyon lamelleri çoğunlukla bastitleşmiş ortopiroksenlerde gözlenmekte olup plastik deformasyon ürünleri olarak düşünülmektedir. Bu etki altında kalmış ortopiroksenler oldukça bükülmüş ve kıvrılmışlardır. Ancak, plastik deformasyon izi taşımayan (hafif bastitleşmiş ancak kristal şeklinde bükülme veya kıvrılma izlenmeyen) bazı ortopiroksen kristallerinde de kink bantları gayet güzel izlenebilmektedir.

Harzburjitlerdeki ortopiroksenlerde dilinim izleri boyunca klinopiroksen ayrılımlarının bulunduğu da gözlenmiştir (Levha I, Foto 3). Hatta bazen ileri derecede bastitleşmiş, bükülmüş-kıvrılmış, kint bantlı ortopiroksenlerde dahi klinopiroksen ayrılımları çok güzel izlenebilmektedir.

Bastitleşmiş ortopiroksenlerin diğer bir özelliği de bazen bir talk kılıfı ile çevrelenmiş olmalarıdır (Levha I, Foto 4). Ancak bu durum pek sık izlenmemektedir.

Harzburjitlerin mineralojik bileşiminde sıkça izlenen kromitler incekesitlerde koyu kırmızımsı-kahverengi renkleri ile oldukça belirgindirler. Ancak, kromitler çoğunlukla kenar ve çatlaklarından itibaren ferritkromite dönüşmüşler (bu konuya 'cevher mikroskopisi' bölümünde ayrıntılı olarak değinilecektür) ve bu kesimleri siyah bir renk almıştır.

b- Serpantinleşmiş Dünitler : Dünitlerin bozunmuş dış kısımları kahverengimsi-kırmızimsı sarı, taze iç kısımları ise yeşilimsi renklidir.

İnceleme alanından derlenen örneklerde dünitlerin ileri derecede serpantinleşmiş oldukları ve olası ilksel yapısal ve dokusal özelliklerinin pek çoğunun silindiği gözlenmektedir.

Dünitlerin mineralojik bileşiminin % 95'inden fazlasını çoğunlukla serpantinleşmiş, (ender olarak korunmuş) olivinler oluşturmaktadır. Bunlar forsterit bileşimlidirler. Olivinlerde elek dokusu (Mesh Texture) hakimdir (Levha I, Foto 5). İleri derecede serpantinleşmiş bazı dünit örneklerinde gözlenen, elek dokusunun merkezi kesimlerinde "mekik şekilli" ve iç içe sıralanmış düzenli hatlar şeklindeki opak mineral yığışmaları da ilginç bir görünüm sunmaktadır. Bazen bu yığışmalar noktasal birikimli zonlar halinde de gözlenebilmektedir. Bu örneklerden hazırlanan parlatma bloklarının incelenmesiyle düzenli hatlar boyunca gözlenen opak minerallerin limonit, noktalı zonlar şeklinde olanların ise küçük manyetit kristalleri oldukları anlaşılmıştır.

Dünitler içinde kromitlere her zaman rastlanabilmekte olup, bollukları yer yer % 5'e kadar ulaşmaktadır. Kromitler çoğunlukla köşeleri yuvarlaklaşmış, kırılmış-çatlamış kristaller şeklinde gözlenebilmektedirler.

Ayrıca, inceleme alanının orta kesimlerinde ve doğuda Kürçü Köyünün yaklaşık 1 km doğusunda ultramafik kayalar üzerinde kırmızı-sarı renkli kimyasal kalıntı tipi lateritik örtüler gözlenmektedir. Bunlar, ana bileşen olarak silis, limonit ve hametit içermektedirler.

c- Diyabazlar : İnceleme alanında Çamözü Ultramafiti içinde hemen hemen her yerde gözlenebilen ve dayk konumlu olan bu kayalar içlerinde yer aldıkları ultramafik kayaları keserek konumlanmışlardır. Ancak bunlar ofiyolitik serilerin tanımlanmasında sözü edilen levha-dayk kompleksi konumunda olmayıp, kestikleri ultramafik kayalar içinde izole edilmiş "izole dayklar" şeklindedirler. Genellikle bol kırıklı ve çatlaklı, sert kayalardır.

Bozunmuş kısımları gri-kahverengi-soluk yeşilimsi, bozunmamış taze kesimleri ise beyazımsı gri-koyu gri arasında değişen renklindedir.

Mikroskopik incelemelerde bu kayaların başlıca plajiyoklaz ve ileri derecede uralitleşmiş piroksenlerden oluştuğu görülmüştür. Bu minerallerin kayaç içindeki bollukları birbirine yakın olup genellikle küçük-orta büyüklükte kristaller halindedirler. Kayalar tamamen kristallerden

oluşmakta olup, holokristalin taneseli yapıdadırlar. Diyabazlarda yer yer özşekilli plajiyoklaz kristallerinin piroksenlerle kuşatılması şeklinde gelişen diyabazik doku da gözlenmektedir.

Piroksen grubu mineraller hemen hemen tamamen uralitleşmiş ve hornblendde dönüştürmüşlerdir. Piroksenlerden itibaren gelişen uralitleşme sürecinin diğer ürünlerini (hornblendlere göre daha az oranda rastlanmakla birlikte) kloritler ve fırçamsı bir görünüme sahip olan aktinolitler oluşturmaktadır. Piroksenlerin pek azı (iri piroksenlerin merkezi kısmı) bozunmadan korunabilmiştir. Diyabazlardaki piroksenlerin ilksel türü hakkında bir yaklaşımda bulunmak oldukça zordur. Ancak literatür bilgilerine göre çoğunlukla ojit oldukları kabul edilebilir.

Kayaçlardaki plajiyoklazlar da serisitleşerek kirlili toprağimsi bir görünüm almışlardır. Serisitleşmenin yanı sıra plajiyoklazlardan itibaren mavimsi girişim renkleri ile tipik olan zoisit oluşumlarına da rastlanmaktadır. Bozunmadan korunabilmiş ve albit kanununa göre polisentetik olarak ikizlenmiş plajiyoklazların (010) yüzeylerine dik kesitlerden ölçülebilen sönme açılarına göre anortit miktarları % 58-60 arasındadır. Buna göre plajiyoklazların labrador bileşimli oldukları sonucuna varılmıştır.

Belirtilen mineral parajenezlerinin (plajiyoklaz, serisit, zoisit, piroksen, hornblend, klorit, aktinolit) yanı sıra kayalarda opak mineralleri de görmek olasıdır. Altın aydınlatmalı optik mikroskopi yöntemi ile tanımlanamayan bu oluşumlar diyabazlardan hazırlanan parlatma bloklarında incelenmiş, çoğunlukla hematit ve kalkopirit daha az oranda ise pirit ve Ni-sülfür mineralleri oldukları anlaşılmıştır.

Bu özelliklerin yanı sıra inceleme alanında sadece Karagöl istasyonu Krom Yatağının bulunduğu kesimde olasılıkla diyabazların rodenjitleşmesi sonucu oluştuğu düşünülebilecek beyazımsı-soluk yeşil renkli, merceğimsi oluşuklar da gözlenmektedir.

d- Piroksenitler : İnceleme alanının özellikle orta kesimlerinde Karanlıkdere ve Karagölistasyonu Krom Yatağı civarında gözlenebilmektedir.

İçlerinde yer aldıkları ultramafik kayaları keserek yüzeylemişlerdir. Kalınlıkları 2,5-50 cm arasında olan bu dayklar doğrultuları boyunca 5-30 m (bazen 150 m) arasında değişen uzunluklarda izlenmektedirler.

Renkleri sarımsı-koyu yeşil arasında değişmektedir. Bu kayalar diyabaz daykları gibi çevre kayalardan kesin sınırlarla ayrılmaktadırlar. Oldukça iri kristallidirler. Kris-

taller ortalama 1 cm büyüklükte olup, bazen 2 cm'lik piroksen kristallerine de rastlanabilmektedir. İri kristalli olmaları nedeniyle pegmatitik nitelikte oldukları düşünülebilir.

Mikroskopik çalışmalarda yalnızca piroksen kristallerinden oluştuğu gözlenmiştir. Piroksenlerin büyük çoğunluğu klinopiroksen az bir kısmı ise ortopiroksen şeklinde olup, tür düzeyinde ojit, diyallag ve estatit özelliğinde oldukları saptanmıştır. Piroksenitler tamamen kristallenmiş, holokristalin-ksenomorf-tanesel dokuludurlar.

Bu kayaçlar yer yer krom cevherleşmelerini de kesmektedirler. Dolayısıyla cevherleşmelerinin oluşumundan daha sonra gelişen bazı olayların/süreçlerin ürünü olmalıdırlar.

e- Gabrolar : İnceleme alanında ultramafitleri kesen dayklar veya ultramafik kayaçların olası banklaşma düzlemlerine paralel olarak yerleşmiş ancak daha sonra üzeri aşınmış çok küçük boyutlu siller şeklindedirler.

Bozunma rengi dayk konumlu olanlarda grimsi-kahverengi, aşınmış sil şeklinde olanlarda ise siyahımsı kahverengidir. Bozunmamış taze kısımlarının renkleri ise grinin tonlarındadır. Diyabazlar gibi darbeye karşı oldukça dayanıklıdırlar.

Mikroskopik çalışmalarda bu kayaçların mineralojik bileşimlerinde başlıca piroksen, plajiyoklaz ve olivin grubu minerallerin yer aldığı yer yer de opak mineral içerdikleri gözlenmiştir. Orta-iri kristalli holokristalin tanesal dokuludurlar. Piroksen kristalleri plajiyoklazlara göre daha iri olup büyük piroksenler arasında farklı yönlerde yönelmiş plajiyoklazlar ofitik dokuyu oluşturmuşlardır.

Prioksenlerin kayaç içindeki oranı % 45-50 arasındadır. Çoğunlukla klinopiroksen (Ojit) daha az miktarda da ortopiroksen (Enstatit) şeklindedirler. Klinopiroksenlerde yer yer olivin kapanımları da izlenmektedir. Bozunmanın ileri düzeylere ulaştığı kayaç örneklerinde piroksenler urallileşmiş, horblend ve kloritlere dönüşmüşlerdir.

Plajiyoklazların kayaçlardaki oranı piroksenlerinkinden biraz daha azdır (% 35-40 kadar). Hemen hemen tüm plajiyoklazlarda polisentetik ikizlenme gözlenmektedir. İkiz bireylerinde yapılan sönme açısı ölçümlerine göre plajiyoklazların anortit içeriği % 68-70 arasında olup, labrador ve bitovnit bileşiminde oldukları anlaşılmaktadır. Yer yer olivin kapanımları da içeren plajiyoklazlar çoğunlukla serisitleşmişlerdir. Serisitleşmeler minerallerin çatlaklardan ve bazen de dilinim izlerinden başlamıştır. Serisitleşme sonucu plajiyoklazlar kirli-toprağımsı bir görünüm kazanmış-

lardır. Kayaçlarda plajiyoklazlardan itibaren oluşmuş ışınal dizinimli prehnit kristalleri de gözlenmektedir (Levha I, Foto 6).

Gabrolardaki olivinler forsterit bileşimli olup, kenar ve çatlaklarından itibaren az miktarda serpantinleşmişlerdir. Serpantinleşmenin yanısıra olivinlerin etrafında bozunma sürecinin ürünleri olan kloritleri ve fırçamsı aktinolitleri de görmek olasıdır.

Bu kayaçlardan hazırlanan parlatma bloklarında içerdikleri opak minerallerin esas olarak hematit ve kalkopirit olduğu anlaşılmıştır.

Mineralojik bileşimlerinde piroksen ve plajiyoklazların yanısıra % 10-15 kadar olivin de bulunması nedeniyle bu kayaçlar "Olivin Gabro" olarak adlanabilecek özelliktedir. Ayrıca, bazı mafik kayaç örneklerinin mineralojik bileşiminin sadece labrador bileşimli plajiyoklaz ve forsterit bileşimli olivinlerden oluştuğu gözlenmiştir. Troktolit olarak tanımlanabilecek olan bu kayaçlar da gabroların bir başka alt grubunu oluşturmaktadırlar. Piroksen grubu minerallerin gözlenmediği bu kayaçlarda olivin oranı % 40 plajiyoklaz oranı ise % 60 dolayındadır. Troktolitlerdeki plajiyoklazlar serisitleşmişler, olivinler ise serpantin grubu minerallere dönüşmüşlerdir. Ayrıca olivinlerden itibaren kloritler ve aktinolitler oluşmuştur.

Karışığın Diğer Bileşenleri

Divriği Ofiyolitli Karışığı içinde yer alan kireçtaşı ve mermer blokları Karışığın Diğer Bileşenleri olarak tanımlanmış olup, kayaçların makroskopik ve mikroskopik özellikleri aşağıda anlatılmaya çalışılmıştır.

a- Kireçtaşları : İnceleme alanının orta kesimlerinde gözlenen bu kayaçlar sarımsı-açık kahverengi renkli olup, bozunma derecesine bağlı olarak renkleri koyulaşmaktadır. Bol kırık ve çatlaklı, yer yer breşik görünümlü olan bu kireçtaşlarında ikincil kalsit damarları da yaygındır.

Mikroskopik incelemelerde kayaç yapıcı bileşen olarak sadece kalsitlere rastlanmıştır. Yer yer oldukça irileşen kalsit kristalleri yine kalsitten oluşan çok küçük tane boyulu bir bağlayıcı malzeme ile tutturulmuşlardır.

Saha ve laboratuvar incelemeleri sırasında bu kireçtaşlarında fosile rastlanılmamıştır.

b- Mermerler : İnceleme alanının sadece kuzeydoğu kesiminde izlenebilen mermerlerin dış kısmı kirli beyaz bozunma renkli, bozunmamış iç kısımları ise beyaz renklidir. Mermerlerde tabakalanma izlenmez. Sıkı dokuludurlar.

Sert ve dayanımlı olan bu kayalar oldukça iri kalsit kristallerinden oluşmuşlardır.

Mikroskopik incelemelerde kalsit kristallerinin çok güzel dilinimler gösterdikleri, yoğun deformasyonlar geçirdikleri, bükülüp kıvrıldıkları gözlenmiştir.

Ayrıca karışık içinde inceleme alanının çeşitli yerlerinde 1/25.000 ölçek düzeyinde haritalanamayacak boyutlarda Eosen yaşlı fosiller içeren kireçtaşı blokları ile bir yerde silttaşı bloğu (Karanlıkdere Yatağının yaklaşık 500 m düzeyinde) da gözlenmiştir. Bunların ofiyolitlerdeki örtü birimlerin aşınmış kalıntıları ve/veya daha sonraki tektonik olaylar sırasında ofiyolitler içine ters faylarla sürüklenmiş bloklar oldukları ve ofiyolit yerleşiminden sonra konumlandıkları düşünülebilir.

Karışığın Yerleşimi ve Yaşı

Araştırmacıların Sivas havzasındaki ofiyolitik serilerin yerleşim yaşı hakkındaki düşüncelerini üç ana grupta toplamak mümkündür. İlhan (1976), Tatar (1977), Kalkancı (1978), Bektaş (1979), Tatar (1981, 1983), Ulakoğlu (1985), Tutkun ve diğ. (1988) ile İnan ve diğ. (1989)'ne göre bölgedeki ofiyolitik serilerin yerleşim yaşı Üst Kretase öncesidir (veya Üst Kretase öncesinde yerleşmeye başlamışlardır). Baykal ve Erentöz (1966), Artan ve Sestini (1971), Kurtman (1973), Erdem (1974), Çapan (1981), Yılmaz (1981) ile Bayhan ve Baysal (1982)'a göre ise yerleşim yaşı Üst Kretase olmalıdır. Yücel (1955), Kurtman (1963), Ataman ve diğ. (1975), Temizer (1979) ve Gürsoy (1986) ise yerleşim yaşının Üst Kretase sonrası olduğunu belirtmektedirler.

Bölge ve yakın dolayında çalışan araştırmacıların ofiyolitik serilerin yerleşim yaşına ilişkin bulguları görüldüğü gibi farklılıklar sunmaktadır. Bu çalışmada Divriği Ofiyolitli Karışığın üzerinde yer alan birimlerin yaşları ve Sivas baseninde yer alan Paleosen yaşlı çökellerden itibaren kırınılı kayalarda ofiyolitlere ait malzemelerin yaygın olarak gözlenmesi gözönünde bulundurularak Divriği Ofiyolitli Karışığın yerleşim yaşı Üst Kretase olarak kabul edilmiştir. Divriği Ofiyolitli Karışığın bölgedeki daha genç birimlerle dokunaklarına bakılarak daha genç yerleşim yaşlarının düşünülmesi yanlıcı olacaktır. Bunları, ofiyolit yerleşiminden daha sonra da bölgenin tektonik bakımdan duyarısız olduğu şeklinde değerlendirmek mümkündür.

KROM YATAKLARI

Yatakların Dağılımı ve İsimlendirilmesi

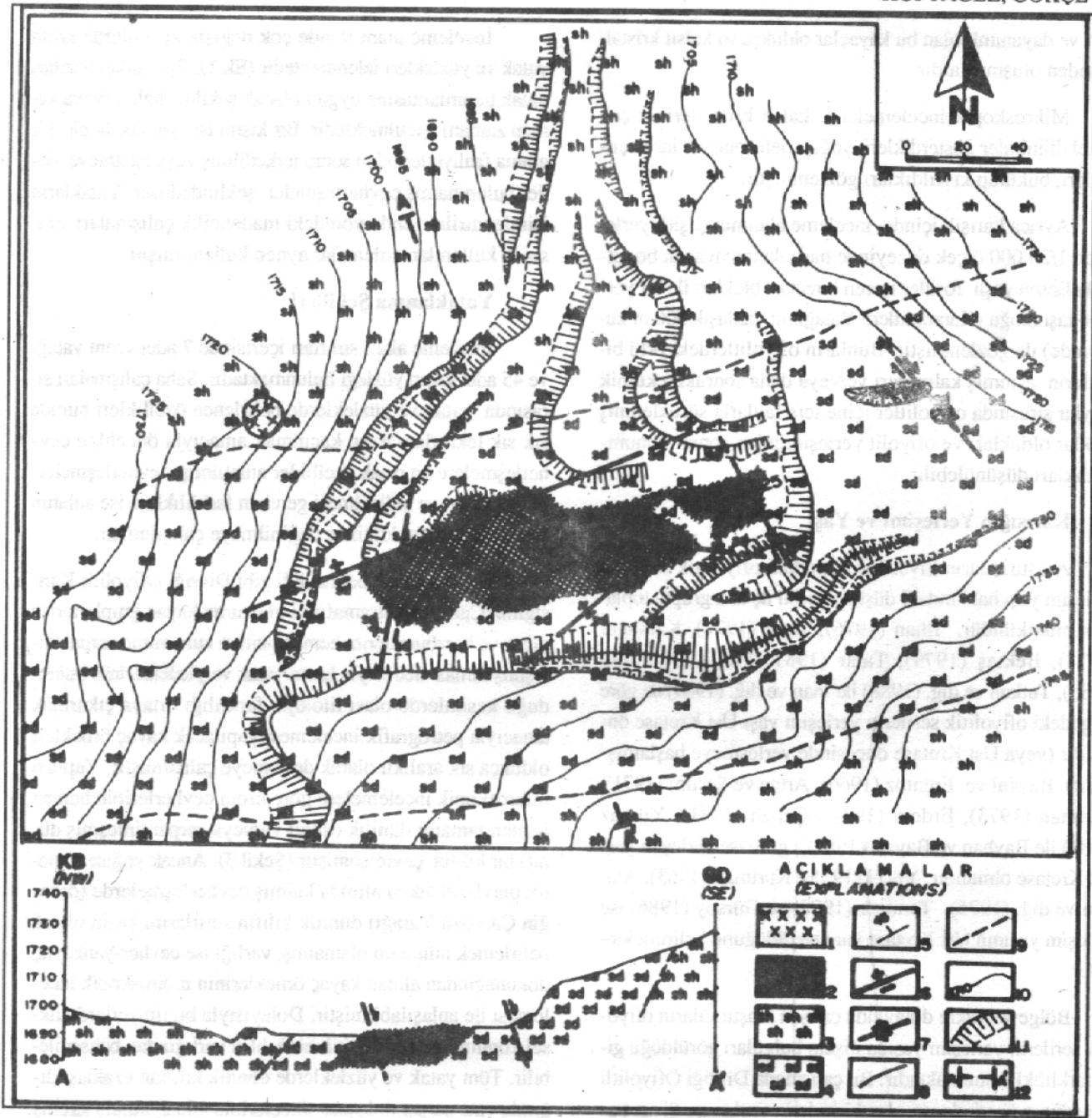
İnceleme alanı içinde çok değişik kesimlerde krom yatak ve yüzlekleri izlenmektedir (Ek 1). Bunlardan bazıları yatak tanımlamasına uygun olacak şekilde halen (veya zaman zaman) işletilmektedir. Bir kısmı ise ya küçük ölçekli arama faaliyetlerinden sonra terkedilmiş veya işletmeye değer bulunmamış cevherleşmeler şeklindedirler. Yatakların isimlendirilmesinde yöredeki madencilik çalışmaları sırasında kullanılan adlamalar aynen kullanılmıştır.

Yataklanma Şekilleri

İnceleme alanı sınırları içerisinde 7 adet krom yatağı ve 45 adet krom yüzleği bulunmaktadır. Saha çalışmaları sırasında yatak ve yüzleklerde belirlenen özellikleri burada sık sık tekrarlamaktan kaçınmak amacıyla öncelikle cevherleşmelere ait ortak özellikler anlatılmış, cevherleşmelerde gözlenen ve belirtilmesi gereken farklılıklara ise anlatım sırasında yeri geldiğince değinilmeye çalışılmıştır.

Daha önce de belirtildiği gibi Divriği Ofiyolitli Karışığın Çamözü Ultramafitini oluşturan kayaç gruplarından dünit ve harzburjitlerin hemen hemen tamamının serpantinleşmiş olması nedeniyle krom yatak ve yüzleklerinin bulunduğu kesimlerde olası litolojik farklılığı ortaya çıkarmak amacıyla petrografik incelemesi yapılacak kayaç örnekleri oldukça sık aralıklı olarak derlemeye çalışılmıştır. Yapılan mikroskopik incelemelere göre krom cevherlerinin hemen hemen tamamı dünitik (dünit ve/veya serpantinleşmiş dünit) bir kılıfta çevrelenmiştir (Şekil 3). Ancak yoğun tektonik olayların etkisi altında kalmış cevherleşmelerde (örneğin Çamözü Yatağı) dünitik kılıfın sınırlarını kesin olarak belirlemek mümkün olamamış, varlığı ise cevher-yankayaç dokunağından alınan kayaç örneklerinin mikroskopik incelemesi ile anlaşılabilmiştir. Dolayısıyla bu tip yerlerde ilksel konumu gereği dünitik bir kılıfın varlığından bahsedilebilir. Tüm yatak ve yüzleklerde dünitik kılıftan uzaklaşılacağına yine serpantinleşme süreçlerinin etkisi altında kalmış harzburjitlere geçiş sözkonusu olmaktadır.

Saha çalışmaları sırasında Başçayır Yatağı hariç diğer yataklarda ve yatakların yakın civarlarında mafik kayaların da yer aldığı gözlenmiştir. Mafik kayaçlar çoğunlukla ultramafitleri kesen (Çamözü, Karanlıkdere ve Sivri-tepegüneyi Yataklarında yer yer cevherleşmeleri de kesmektedirler) dayk şekilli kütleler halinde olup ender olarak da çok küçük boyutlu üzeri aşınmış sil benzeri oluşumlar halindedirler. Mikroskopik incelemeler sonucunda mafik kayaçların büyük çoğunluğunun diyabaz daykları oldukları gözlenmiştir. Bu daykların yanısıra Karanlıkdere ve Karagölistasyonu Yataklarının yakın civarında pegmatitik özel-



Şekil 3 : İnceleme alanındaki kromit yataklarının tipik yataklanma şekli (Karanlıkdere Yatağı; 1. Diyabaz, 2. Cevherleşme, 3. Serpantinleşmiş harzburgit, 4. Serpantinleşmiş dünit, 5. Cevherleşme konumu, 6. Eğim atımı fay, 7. Doğrultu atımı fay, 8. Dokunak, 9. Olası dokunak, 10. Eşyükselti eğrileri, 11. Açık işletme sahası, 12. Kesit aralığı).
 Figure 3 : Typical depositional style of the chromite deposits in study area (Karanlıkdere Deposit; 1. Diabase, 2. Mineralization, 3. Serpentinized harzburgite, 4. Serpentinized dunite, 5. Position of mineralization, 6. Dip slip fault, 7. Strike slip fault, 8. Contact, 9. Probable contact, 10. Topographic contour, 11. Open pit mining area, 12. Cross section line).

likteki piroksenit dayklarının yaygın olarak yüzeylendiği ve Karagölistasyonu Yatağındaki piroksenit dayklarının doğrultuları boyunca 150 m'yi bulan uzanımlara sahip oldukları gözlenmiştir. Burun ve Sivritepegüneyi Yataklarında diyabaz dayklarının yanısıra gabro türü mafik kayaların da yer aldığı, bu oluşumların Burun Yatağında üzeri

aşınmış sil şekilli kütleler halinde iken Sivritepegüneyi Yatağında ise dayk biçiminde bulunduğu ve "olivin gabro" olarak tanımlanabileceği saptanmıştır.

İnceleme alanındaki krom cevherlerinin tamamı boyutları birkaç cm'den 100-110 x 25-45 m'ye kadar değişen

merçeğimsi dış şekilli kütleler halindedirler. Ultramik ka-yaçların oluşum ortamlarından bugün buldukları yerlere yerleşimlerine değin geçen yerdeğişirme sürecinde ve son-rasında etkili olan tektonik kuvvetlerin etkisiyle krom cev-herleşmeleri kırılmış, parçalanmış, ufalanmış, faylarla öte-lenmiş ve yer yer de tümüyle ezilmiş görünümle sunmakta-dırlar.

Cevher kütlelerinin iç yapıları oldukça değişken olup masif, bantlı, saçınımlı, ondülasyonlu, nodüllü, antinodüler ve benekli gibi cevherleşme tipleri gözlenmektedir. Bu cev-herleşme tipleri Karanlıkdere Yatağında bantlı- (bantlı+sa-çınımlı) -saçınımlı- (saçınımlı+masif), Karagölistasyonu Yatağında bantlı-antinodüler, Başçayır Yatağında masif-saçınımlı- (masif+saçınımlı), Burun Yatağında saçınımlı-masif, Çamözü Yatağında masif-saçınımlı-nodüllü-benekli (nodüllü+benekli), Sivritepegüneyi Yatağında bantlı, Eşek-sırtı Yatağında ise bantlı-ondülasyonlu -(bantlı+ondülas-yonlu) şeklindedir. İnceleme alanında saptanan ve sayıları 45 dolayında olan krom yüzleklerindeki cevherleşmeler ise çoğunlukla tektonik kuvvetlerin etkisiyle ezilmiş, masife yakın derecede yoğun saçınımlı krom zenginleşmeleri şek-lindedirler.

Bu yatak ve yüzlekler inceleme alanı içinde yaklaşık K 70 'D doğrultulu ve birbirine paralel 5 ayrı zon üzerinde çizgisel sayılabilecek bir dizilim göstermektedirler (Ek 1). Bu zonlar ile içerdikleri krom yatak ve yüzlekleri aşağıda olduğu gibi sıralanabilir.

1. Zon : Eskişehir Köyü'nün yaklaşık 1,5-2 km gü-neyinden başlayıp kuzeydoğuda Karagöl Köyü'ne doğru uzanmaktadır ve bu zon üzerinde toplam 4 adet krom yüzle-ği bulunmaktadır.

2. Zon : Başçayır köyü'nün yaklaşık 1 km doğusundan başlayıp 1. zona paralel olacak şekilde doğuya doğru uzan-maktadır. Bu zon üzerinde 2 adet krom yatağı (Karanlıkdere ve Karagölistasyonu Yatakları) ile 9 adet krom yüzleği bu-lunmaktadır).

3. Zon : Başçayır Köyü'nün 600-700 m güneydoğu-sundan başlayıp Küçük Yılanlıdağın kuzey eteklerinde son-lanmaktadır. Bu zon üzerinde 3 adet krom yatağı (Başçayır, Burun ve Çamözü Yatakları) ile 17 adet krom yüzleği yer al-maktadır.

4. Zon : Başçayır Köyü'nün 1,5-2 km kadar güneyin-den başlayıp Küçük Yılanlıdağ'ın batı eteğine doğru uzan-maktadır. Bu zon üzerinde 2 adet krom yatağının (Sivritepe-güneyi ve Eşeksırtı Yatakları) yanısıra 13 adet krom yüzle-

ği bulunmaktadır.

5. Zon : Felhan, Yayı ve Çatal Dağlarının kuzey etek-lerinden başlayıp diğer zonlara paralel olacak şekilde Kü-çük Yılanlıdağın güneydoğu eteklerinde sonlanmaktadır. Bu zon üzerinde ise 2 adet krom yüzleği bulunmaktadır.

İnceleme alanındaki krom cevherlerinden Karanlıkde-re, Başçayır ve Çamözü Yataklarından cevher üretimi yapıl-masına karşın diğer yataklardan zaman zaman üretim yapılmıştır.

CEVHER MİKROSKOPİSİ

Amaç ve Yöntem

Cevher mikroskopisi incelemeleri inceleme alanında-ki krom cevherleşmelerinin mineral içeriği ile mikro yapı ve doku özelliklerini inceleyebilmek ve petrografik inceleme-ler sırasında opak mineral içeriği yüksek olan kayaç örnek-lerindeki opak minerallerinin türünü saptayabilmek için ya-pılmıştır.

Hazırlanan parlatma blokları üstten aydınlatmalı, ince kesitler ise alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop yön-temleri ile incelenerek mineral içerikleri ile mikro yapı ve doku özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Mineralojik Bileşim

İncelenen tüm cevher örneklerinde krom içeren cevher minerali olarak yalnızca kromit gözlenmiştir. Ayrıca, eser miktarda ve küçük boyutlu oluşları nedeniyle kesin tanımlamaları yapılamayan sürfürlü minerallere de rastlanılmış-tır.

Bir opak mineral olan kromit, incekesitlerin alttan ay-dınlatmalı polarizan ışıktaki incelenmeleri sırasında koyu kır-mızı-kahverengi rengi ile kolayca tanımlanmaktadır. Par-latma bloklarının üstten aydınlatmalı polarizan ışıktaki ince-lenmeleri sırasında ise grimsi-beyaz rengi, orta derecedeki yansıtma gücü, yansıtma plekroyizması göstermemesi ve çift nikelde izotrop oluşu ile tanımlanmaktadır.

Kromit kristalleri özellikle kırık ve çatlakları boyunca ve kenarlarından itibaren ferritkromite dönüşmüşlerdir (Levha II, Foto 1). Bu dönüşümler kromitlere göre daha açık renkli olmaları ve yansıtma güçlerinin daha yüksek ol-ması ile farkedilmektedirler. Ayrıca kromit ile ferritkromit arasında bir kromit-ferritkromit geçiş (reaksiyon) kuşağı da bulunmaktadır. Ferritkromitlerin oluşumları hakkında de-ğişik görüşler bulunmakta olup Golding ve Byliss (1968) ile Beeson ve Jackson (1969) gibi araştırmacılar Ferritkromitle-

rin "Silikatların serpantinleşmesi sırasında veya hemen sonrasında Mg ve Al'nin kromitten ayrılarak serpantin grubu minerallerinin yapısına girmesiyle" oluştuğunu ileri sürmektedirler. Ulmer (1974) ise ferritkromitlerin "serpantinleşme sırasında açığa çıkan Fe ve Mg'nin kromitten ayrılan Cr ile birlikte kromit tanelerinin etrafında büyümesi ile" oluştuğunu savunmaktadır. Bliss ve McLean (1975)'a göre "serpantinleşme sırasında oluşan manyetitün kromit ile reaksiyona girmesi sonucu ferritkromit oluşumu gerçekleşmektedir. Paktunç (1978) ise ferritkromitlerin "kromitlerin yarı katı halde iken metasomatik bozunması ile" oluştuğunu belirtmektedir. Ferritkromitlerin kimyası hakkında da değişik fikirler ileri sürmektedir. Bazı araştırmacılara göre (Panagos ve Ottemann, 1966; Golding ve Byliss, 1968; Mihalik ve Saager, 1968; Beeson ve Jackson, 1969; Engin ve Aucott, 1971) ferritkromitler kromite göre Fe ve Cr bakımından zenginleşmiş, Al ve Mg bakımından ise fakirleşmiştir. Frisch (1971), Onyeagocha (1974), Springer (1974), Ulmer (1974), Bliss ve McLean (1975) ile Kırkoğlu (1987) ise ferritkromitlerin kromitlere göre Fe'ce zenginleşmiş, Al, Mg ve Cr'ca fakirleşmiş olduğunu belirtmektedirler. Ayrıca bazı kromit kristallerinde iç yansımalar da gözlenmektedir. Rhamdor (1980) bu özelliğin Mn ve Al'ca zengin kromitlerde geliştiğini belirtmektedir.

Eser miktarda gözlenen ve küçük boyutlu olmaları nedeniyle kesin tanımlamaları yapılamayan sülfürlü minerallerin Ni-sülfür mineralleri olduğu sanılmaktadır. Bunlar genellikle kromitlerin çatlakları boyunca gözlenen silikat gangu içinde (Levha II, Foto 2), ender olarak da kromit kristalleri içindeki serpantin grubu mineral kapanımları içinde izlenmektedirler.

Opak mineral içeriği yüksek olan ultramafik (dünit ve harzburjit) ve mafik (diyabaz ve gabro) kayaç örneklerinden hazırlanan parlatma bloklarında dünit ve harzburjilerdeki opak minerallerin kromit, diyabazlardakilerin çoğunlukla hematit, daha az oranlarda kalkopirit, pirit ve Ni-sülfür mineralleri, gabrolardakilerin ise hematit ve kalkopirit oldukları gözlenmiştir.

Cevher örneklerinden hazırlanan incekesitlerde kromit kristalleri ile birlikte gang minerali olarak serpantin grubu minerallerin ve serpantinleşmiş olivinlerin bulunduğu gözlenmiştir. Teknik olanaksızlıklar nedeniyle serpantin grubu minerallerin türleri saptanamamış olup, bunlar kromitlerin aralarında, çatlaklarında ve kromitler içinde kapa-

nımlar halinde bulunmaktadır.

Mikro Yapı ve Doku

Kromit kristalleri genellikle 3 mm'nin altında tane büyüklüğüne sahiptirler. Eşit büyüklükte taneli bir yapı gösteren kromitler genellikle özşekilsiz ve ornatılmış izlenimi veren ender olarak da yarı özşekilli ve kenarları hafifçe yuvarlatılmış kristaller şeklindedirler.

Kromitlerde gözlenen en önemli dokusal özellikler breşleşme (kataklastik doku) ve çek-ayır (pull-apart) dokularıdır. Bilindiği gibi breşik doku sıkıştırma ve makaslama kuvvetlerinin etkisiyle, çek-ayır dokusu ise gerilme kuvvetlerinin etkisiyle oluşmaktadır.

Breşleşme sırasında kromit kristalleri kırılmış ve parçalanmış (Levha II, Foto 3), bazen tamamen milonitik bir hal almışlardır (Levha II, Foto 4).

Çek-ayır dokusu ana gerilme doğrultusuna dik olarak gelişmiş çatlaklar şeklindedir (Levha II, Foto 5). Bazen birlikte bulunan kromit kristallerinin toplu halde bu dokuyu kazandıkları da görülmüştür.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Sonuçlar

- İnceleme alanındaki litostratigrafik dizilim 1/25.000 ölçek düzeyinde yaşlıdan gence doğru Çataldağ Kireçtaşı, Divriği Ofiyolitli Karışığı, Tecer Formasyonu, Karacaören Formasyonu, Eski ve Genç Alüvyonlar şeklinde belirlenmiş ve kayaç türleri incelenmiştir.

- Bölgeye Üst Kretase'de yerleştiği kabul edilen Divriği Ofiyolitli Karışığı iki üyeye ayrılarak incelenmiştir. Karışıktaki serpantinleşmiş harzburjit, serpantinleşmiş dünit, diyabaz, piroksenit ve gabrolar Çamözü Ultramafiti olarak, karışıktaki yabancı bileşenleri oluşturan (magmatik olmayan) kireçtaşı, mermer, silttaşı ve fosilli kireçtaşı blokları ise Karışığın Diğer Bileşenleri olarak tanımlanmışlardır.

- Yapılan incelemelerde yöredeki krom cevherleşmelerinin harzburjiük çevre kayaçlar içinde dunitik bir kılıf tarafından sarılmış olarak yatakladıkları ve tüm krom cevherleşmelerinin Çamözü Ultramafiti içinde yaklaşık K 70°D doğrultusu boyunca birbirine paralel olarak uzanan 5 ayrı zon boyunca konumlandıkları saptanmıştır.

- Cevherleşmeler boyutları oldukça değişken, merceğe yakın dış şekilli kütleler halinde olup, masif, bantlı, saçınımlı, benekli, nodüllü, ondülasyonlu ve antinodüler tip iç yapı özelliği göstermektedirler.

Cevher minerallerinin mikroskopik incelemeleri sırasında krom cevher minerali olarak yalnızca kromit, gang minerali olarak ise çoğunlukla serpantin grubu mineraller ve yer yer de olivin kalıntıları gözlenmiştir. Bunların yanı sıra bazen kromitlerin çatlaklarında bazan da içerdikleri silikat kapanımlarında Ni-süfür mineralleri gözlenmiştir. Ayrıca, kromitlerin kenar ve çatlaklarından itibaren ferritkromite dönüştüğü de gözlenmiştir. Kromitlerde kataklastik doku hakim olup yer yer çek-ayır dokusu da gelişmiştir.

İnceleme alanındaki krom cevherlerinin, çevre ve yankayaçlarının türü-özellikleri, cevherleşmelerde gözlenen dış ve iç yapı özellikleri ile Türkiye'nin jeotektonik özellikleri gözönüne alındığında alpin tip krom yataklarının kapsamı içinde değerlendirilmeleri gerektiği söylenebilir.

Öneriler

İnceleme alanında yeni krom yataklarının bulunabilmesi veya bilinen yatakların devamlılığının araştırılabilmesi için;

- Yörede beklenilebilecek daha büyük cevherleşmelerin Ek 1'de sunulan cevherleşme zonları üzerinde yer alması olasılığının oldukça kuvvetli olduğu gözönünde bulundurulurken yeni yatak arama çalışmaları bu zonlar üzerinde yoğunlaştırılmalıdır.

- Yapılacak mikroteknolojik incelemelerle, tanımlanan 5 ayrı cevherleşme zonuunun gelişimi araştırılmalıdır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar saha çalışmaları sırasındaki yardımları için Bilfer Madencilik AŞ çalışanlarına, laboratuvar incelemeleri sırasındaki yardımları için de Araş.Gör. Ahmet EFE'ye (C.Ü.) teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Artan, Ü. ve Sestini G., 1971. Sivas-Zara-Beyyınarı bölgesinin jeolojisi. MTA Dergisi, 76, s. 80-89.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U.Z., 1975. Kuzey Anadolu fay zonu bir paleo-benioff zonu olabilir mi? MTA Dergisi, 84, s. 112-119.
- Bayhan, H. ve Baysal, O., 1981. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresindeki sülfür cevherleşmelerinin mineralojik ve genetik incelenmesi. Yerbilimleri, H.Ü. Yay., 8, s. 41-52.
- Bayhan, H. ve Baysal, O., 1982. Güneş-Soğucak (Divriği Sivas) yöresinin petrografik-petrolojik incelenmesi.

TJK Bül., 25/1, s. 1-15.

- Baykal, F. ve Erentöz, C., 1966. 1/500.000 ölçekli TJK açıklama kitabı. MTA Yay., 116 s.
- Beeson, M.H. and Jackson, E.D., 1969. Chemical composition of altered chromites from the Stillwater complex, Montana. Amer. Mineral., 54, p. 1084-1100.
- Bektaş, O., 1979. Kuzey Anadolu fay zonuunun Erzincan Tanyeri bucağı yöresindeki özellikleri (ön sonuçlar). 33. Türkiye Jeol. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, TJK Yay., s. 48-51.
- Bliss, N.W., and McLean, W.H., 1975. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, p. 973-990.
- Çapan, U.Z., 1981. Toros kuşağında yer alan Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği Ofiyolitinin iç yapıları, birimler arası ilişkileri ve yapısal özelliklerine yaklaşımlar. TJK 35. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, s. 46-47.
- Engin, T. and Aucott, J.W., 1971. A microprobe study of chromites from the Andızlık-Zımparalık area, southwest Turkey. Min. Mag., 38, p. 76-82.
- Erdem, N.P., 1974. Türkiye'deki ofiyolitik seriler. MTA Derg., 83, s. 131-145.
- Frisch, T., 1971. Alteration of chrome spinel in a dünite nodüle from Lanzarote, Canary Islands. Lithos., 4, p. 83-91.
- Golding, H.G. and Bayliss, P., 1968. Altered chrome ores from the Coolac serpentine belt, New South Wales, Australia. Amer. Mineral., 53, p. 162-183.
- Gürsoy, H., 1986. Örenlice-Eskiköy (Sivas) yöresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri. C.Ü. Fen Bil.Enst., Yük. Lis.Tezi, 48 s. (Yayınlanmamış).
- İlhan, E., 1976. Türkiye Jeolojisi. ODTÜ Müh.Fak.Yay., No: 51, 239 s.
- İnan, N. ve İnan, S., 1990. Gürlevik kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyonu, TJB, 33/1, s. 51-57.
- İnan, S. ve İnan, N., 1987. Tecer Kireçtaşı Formasyonunun stratigrafik tanımlanması, Yerbilimleri, CÜ Yay., 4/1, s. 15-22.
- İnan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1989. Ulaş-Sincan (Si-

- vas) yöresinin stratigrafisi. Doğa Derg., TÜBİTAK Yay. (Baskıda).
- Kalkancı, Ş., 1978. Suşehri güneyinin jeolojik ve petrokimyasal etüdü: Köseadağı siyenitik masifinin jeokronojisi (KD Sivas). TJK 32. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, s. 33-34.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA Derg., 66, s. 20-35.
- Kırkoğlu, M.S., 1987. Karabayır metaofiyolitli krom spinellerinin mineral kimyası. Yerbilimleri, İÜ Yay., 6/1-2, s. 20-36.
- Koptagel, O., 1991. Baçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) krom yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. CÜ Fen Bil.Enst. Doktora Tezi, 233 s. (Yayınlanmamış)
- Kurtman, F., 1963. Tecer Dağlarının jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahedeler. TJK Bült., 8/1-2, s. 19-26
- Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Derg., 80, s. 1-32.
- Mihalik, P. and Saager, R., 1968. Chromite grains showing altered borders from the basal reef Witwatersrand System Amer. Mineral., 53, p. 1453-1550
- Onyeagocha, A.C., 1974. Alteration of chromite from the Twin Sisters dunite, Washington. Amer. Mineral., 59, p. 608-612.
- Paktunç, D., 1978. Fethiye-Göcek yöresi Çatalocak-Suluocak krom cevherleşmesinin mineralojisi ve jeokimyası. HÜ Yük.Müh. Tezi, 55 s. (Yayınlanmamış)
- Panagos, A. and Ottemann, J., 1966. Chemical differentiation of chromite grains in the nodular chromite from Rodiani (Greece). Mineral. Deposits., 1, p. 72-75
- Rhamdor, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Vol:2, Pergamon Press, Berlin, 1202 p.
- Springer, R.K., 1974. Contact metamorphosed ultramafic rocks in the western Sierra Nevada foothills, California. Jour. of Petrol., 15, P. 160-195
- Tatar, Y., 1977. Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi. MTA Derg., 88, s. 56-73
- Tatar, Y., 1981. Çamlıbel geçidi (Yıldızeli) yöresindeki ofiyolitik seride metamorfizma. Yerbilimleri, KTÜ Yay., 1/1, s. 45-65
- Tatar, Y., 1983. Yıldızeli Subaşı Köyü yöresindeki tektonik incelemeler. TJK Bült., 4, s. 3-15
- Temizer, Y., 1979. Gürlevik Dağı çevresindeki ofiyolitlerde krizotil absest mineralizasyonları. 33. Türkiye Jeol.Bil. ve Tek. kurultayı, Bildiri Özetleri, s. 81-82
- Tutkun, S.Z., Özçelik, O., Gökçe, A. ve Tunç, M., 1988. Divriği, Yakuplu, Ilıç, Hamo (Sivas) yöresinin jeolojisi, tektonik özellikleri ve yeraltı zenginlikleri. TÜBİTAK Proje no: TBAG 673, 133 s. (Yayınlanmamış)
- Ulakoğlu, S., 1985. Suşehri (Sivas) dolayının jeolojisi. Yerbilimleri, İÜ Yay. 5/1-2, s. 1-19.
- Ulmer, G.C., 1974. Alteration of chromite during serpentinisation in the Pennsylvania-Maryland district. Amer. Mineral., 59, p. 1236-1241
- Yılmaz, A., 1981. Tokat ile Sivas arasının temel jeolojik özellikleri ve bölgedeki ofiyolitli karışığın köken, ve yerleşmesine değin düşünceler. TJK 35. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, s. 41-42
- Yücel, T., 1955. Kangal-Gemerek arasının jeolojisi hakkında rapor. MTA Rap. No: 2336 (Yayınlanmamış).

LEVHA 1

Foto 1 : Harzburgitlerde bastitleşmiş ortopiroksen kristali (Ba) ile birlikte gözlenen bozunmamış olivin kristali (01) (mikrofoto, incekesit, çift nikol, büyütme: 40X).

Foto 2 : Bastitleşmiş ortopiroksen kristalinde gözlenen kink bantları (mikrofoto, incekesit, çift nikol, büyütme: 100X).

Foto 3 : Harzburgitlerde ortopiroksen içinde klinopiroksen ayrılımları (mikrofoto, incekesit, çift nikol, büyütme: 40X).

Foto 4 : Bastitleşmiş ortopiroksen kristalinin (Ba) çevresini saran talk (Ta) kılıfı (mikrofoto, incekesit, çift nikol, büyütme: 40X).

Foto 5 : Dünitlerde ağ/elek dokusu (mikrofoto, incekesit, çift nikol, büyütme: 40X).

Foto 6 : Gabrolarda plajyoklazlardan (P1) dönüşüm yoluyla oluşmuş ışınal prehnit kristali (Pr) (mikrofoto, incekesit, çift nikol, büyütme: 100X).

Plate I

Photo 1 : Bastitic orthopyroxene (Ba) and unaltered olivine (01) paragenesis in harzburgite (microphoto, thin section, crossed nicol, magnification: 40X).

Photo 2 : Kink bands developed in the bastitic orthopyroxene crystals in harzburgite (microphoto, thin section, crossed nicol, magnification: 100X).

Photo 3: Clinopyroxene exsolutions in the orthopyroxene crystals in harzburgite (microphoto, thin section, crossed nicol, magnification: 40X).

Photo 4 : Talc (Ta) occurrences surrounding the bastitic orthopyroxene crystal (Ba) (microphoto, thin section, crossed nicol, magnification: 40X).

Photo 5 : Mesh texture in dunites (microphoto, thin section, crossed nicol, magnification: 40X).

Photo 6 : Radial prehnite crystals (Pr) replacing plagioclase (P1) in gabbro (microphoto, thin section, crossed nicol, magnification: 100X).

Foto 1 (Photo 1)

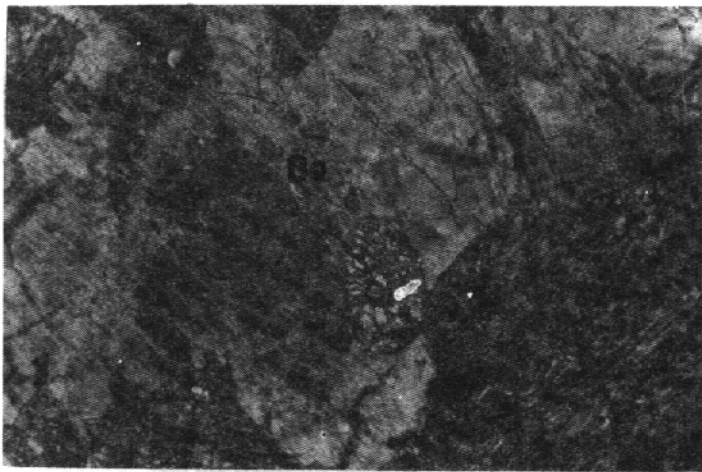


Foto 2 (Photo 2)

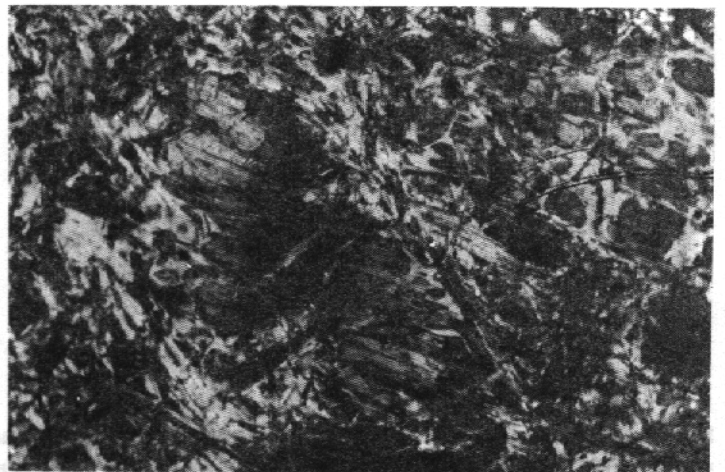


Foto 3 (Photo 3)

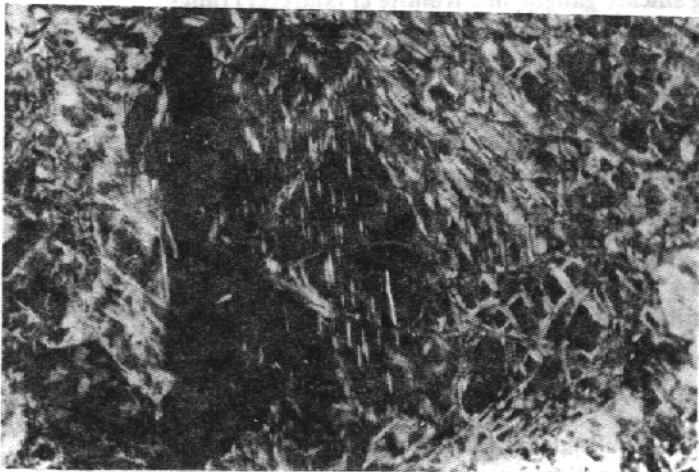


Foto 4 (Photo 4)

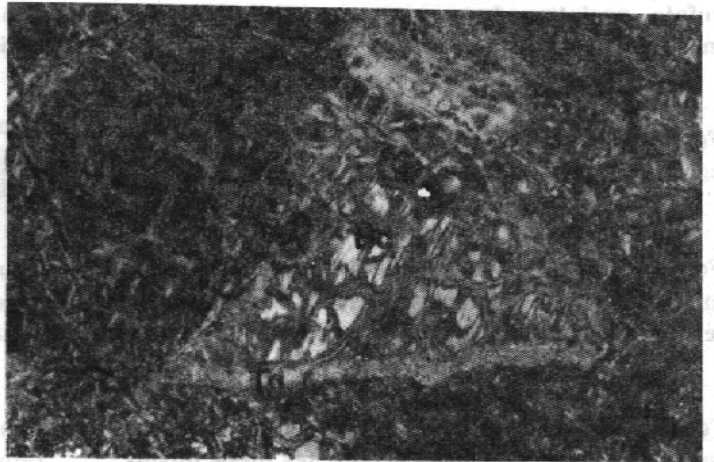


Foto 5 (Photo 5)

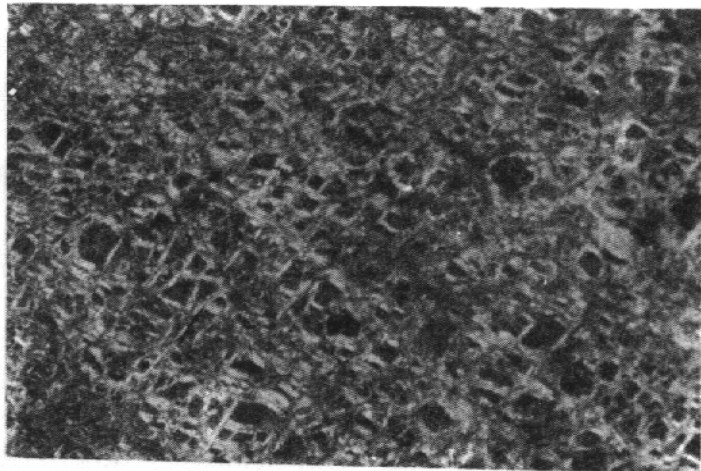
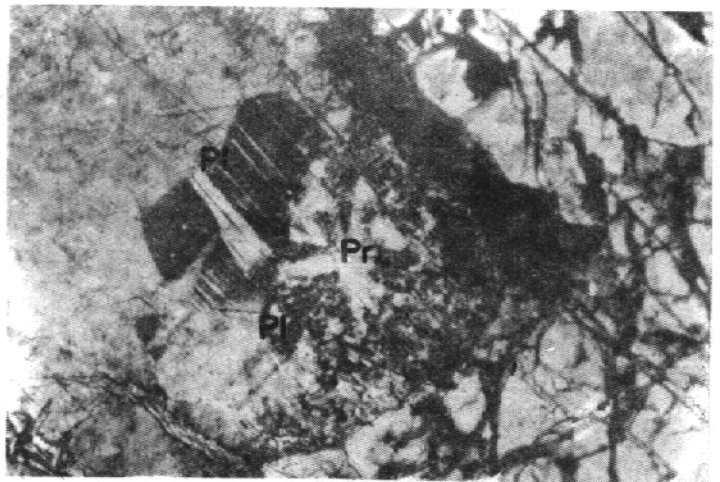


Foto 6 (Photo 6)



LEVHA II

Foto 1 : Kromitlerde (cr) çatlaklar boyunca ferrikromit (fr) oluşumları (mikrofoto, parlatma, hava ortamı, tek nikol, büyütme: 200X),

Foto 2 : Kromitlerin (cr) çatlaklarındaki silikat gangü içinde gözlenen Ni-sülfür (ni) mineralleri (mikrofoto, parlatma, hava ortamı, tek nikol, büyütme:200X).

Foto 3 : Kromitlerde kataklastik doku (mikrofoto, parlatma, hava ortamı, tek nikol, büyütme:100X)

Foto 4 : İleri derecede kataklastik kromitlerde milonitleşmiş zonlar (mikrofoto, parlatma, hava ortamı, tek nikol, büyütme:100X)

Foto 5 : Bir kromit kristalinde çek-ayır dokusu (mikrofoto, parlatma, hava ortamı, tek nikol, büyütme:50X).

Plate II

Photo 1 : Ferrichromite (fr) occurrences along the cracks in chromites (cr) (microphoto, polished surface, air, single nicol, magnification: 200X)

Photo 2 : Ni-sulfure (ni) minerals in the fracture filling silicate gangue in chromite crystals (cr) (microphoto, polished surface, air, single nicol, magnification:200X)

Photo 3 : Cataclastic texture in chromites (microphoto, polished surface, air, single nicol, magnification:100X)

Photo 4 : Milonitized zones in the highly cataclized chromites (microphoto, polished surface, air, single nicol, magnification:100X)

Photo 5 : Pull-apart texture in a chromite crystal (microphoto polished surface, air, single nicol, magnification:50X).

Foto 1 (Photo 1)

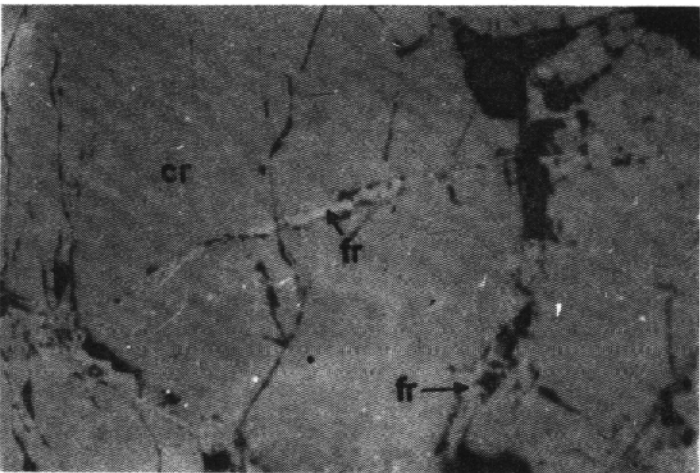


Foto 2 (Photo 2)

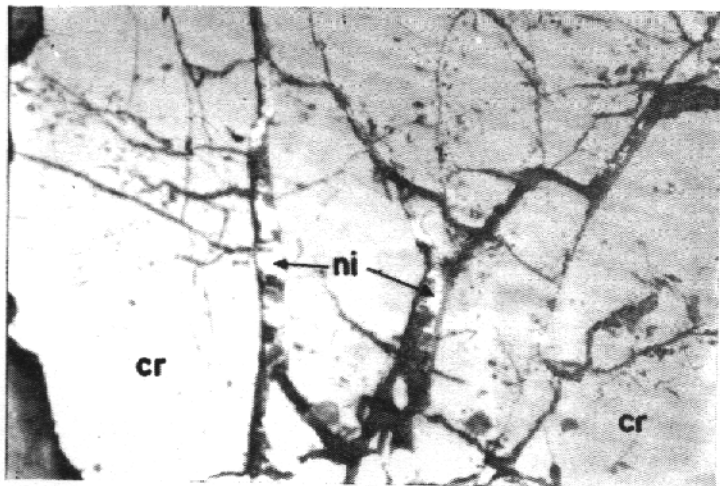


Foto 3 (Photo 3)

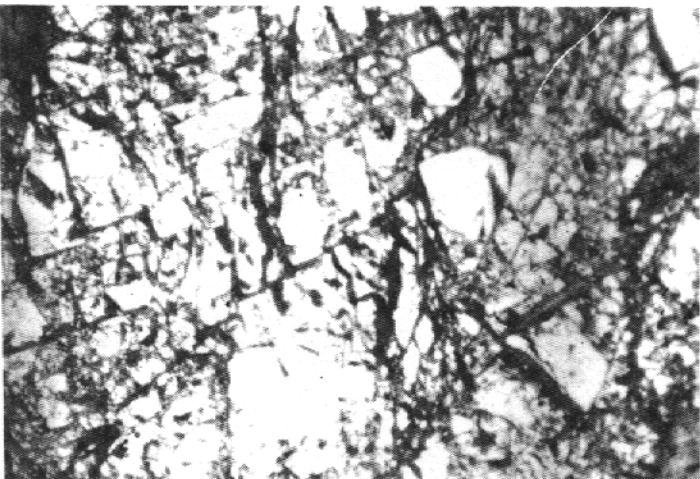


Foto 4 (Photo 4)

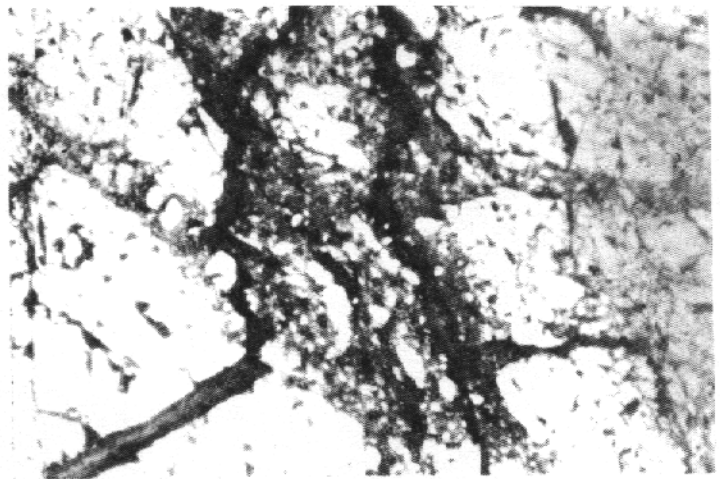
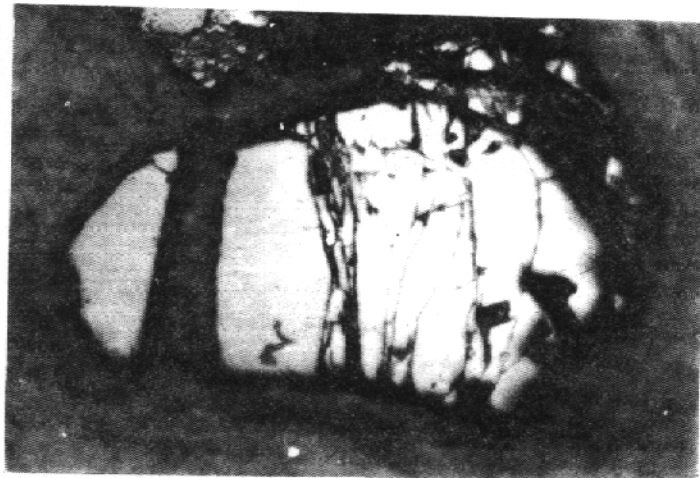


Foto 5 (Photo 5)



ANTALYA TRAVERTENLERİNİN FİZİKO-MEKANİK ÖZELLİKLERİ VE YAPI GEREĞİ OLARAK DEĞERLENDİRME OLANAKLARI

Physico-Mechanical properties of the Antalya travertines and their significance in the construction sector

Feda ARAL, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Böl.Sivas

ÖZ: Antalya ve yöresinde geniş bir yayılıma sahip (630 km^2) travertenler, yöredeki kalsiyumbikarbonatça zengin kaynakların sekonder çökelimine bağımlı olarak oluşmuşlardır.

Yöredeki yapıtaşı gereksinimi travertenlerden daha uygun ekonomik koşullarda karşılamak ve böylelikle doğal kaynakları daha rasyonel kullanarak devreye sokmak gereklidir. Bu çalışmada Antalya travertenlerinin fiziksel ve mekanik özellikleri deneyler sonucu saptanmış ve yapıtaşı olarak kullanım özellikleri belirlenmiştir.

ABSTRACT: The Antalya travertines are exposed over a wide area in the southern part of Turkey (630 km^2 wide) and developed during the secondary sedimentation of the rocks which are rich in calciumbicarbonate

Physico-mechanical work in this region was carried out to determine the characters of these travertines to use as buildingstones. Based on these findings travertines are the dominant rock types in the area that should be used in constructions economically.

GİRİŞ

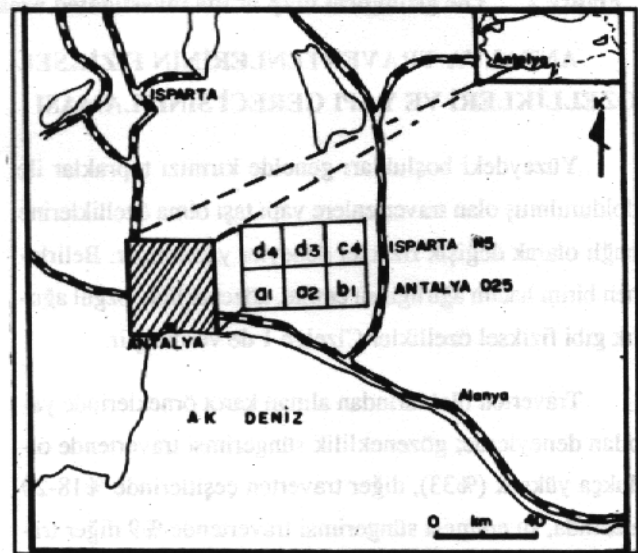
İnceleme alanı Antalya ili sınırları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Yörede çeşitli amaçlara yönelik jeolojik çalışmalar yapılmıştır. Kalafatçıoğlu (1974), ayrıntılı olarak yörenin stratigrafisini ortaya koymuştur. Altuğ (1977), ve Ertunç (1979), hidrojeoloji amaçlı olarak travertenlerde incelemelerde bulunmuşlardır. Şengör ve Yılmaz (1982), Koçyiğit (1984) gibi araştırmacılar bölgenin tektoniği üzerinde çalışmalar yapmışlardır.

Çalışma alanı allokton birimler ve otokton birimler olarak ayrılmıştır (Brunn, 1970). Otokton birimler olarak; Jura-Kretase, Paleosen, Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşının değişik litostratigrafik birimleri yüzeylemektedir. Allokton birim olarak; Lisiyen, Hoyran ve Antalya naplarının (Brunn, 1970), değişik litostratigrafik birimleri yüzeylemektedir (İnan, 1985; Şekil 2).

Pliyo-Kuvaterner yaşlı travertenler, Antalya'nın 30 km kuzeyinde bulunan Kırkgözeler kaynak grubundan çıkan kalsiyumbikarbonatça zengin suların çökeltiği karbonatlar olup, oluşumu günümüzde de devam ettirmektedir. 630 km^2 lik geniş bir alanda ortalama 200 m kalınlıkta yüzeyleyen travertenler değişik özelliklerine göre; sık dokulu masif traverten, bitki dokulu traverten, bitki dokulu masif traverten, süngerimsi traverten ve oolitik traverten olmak

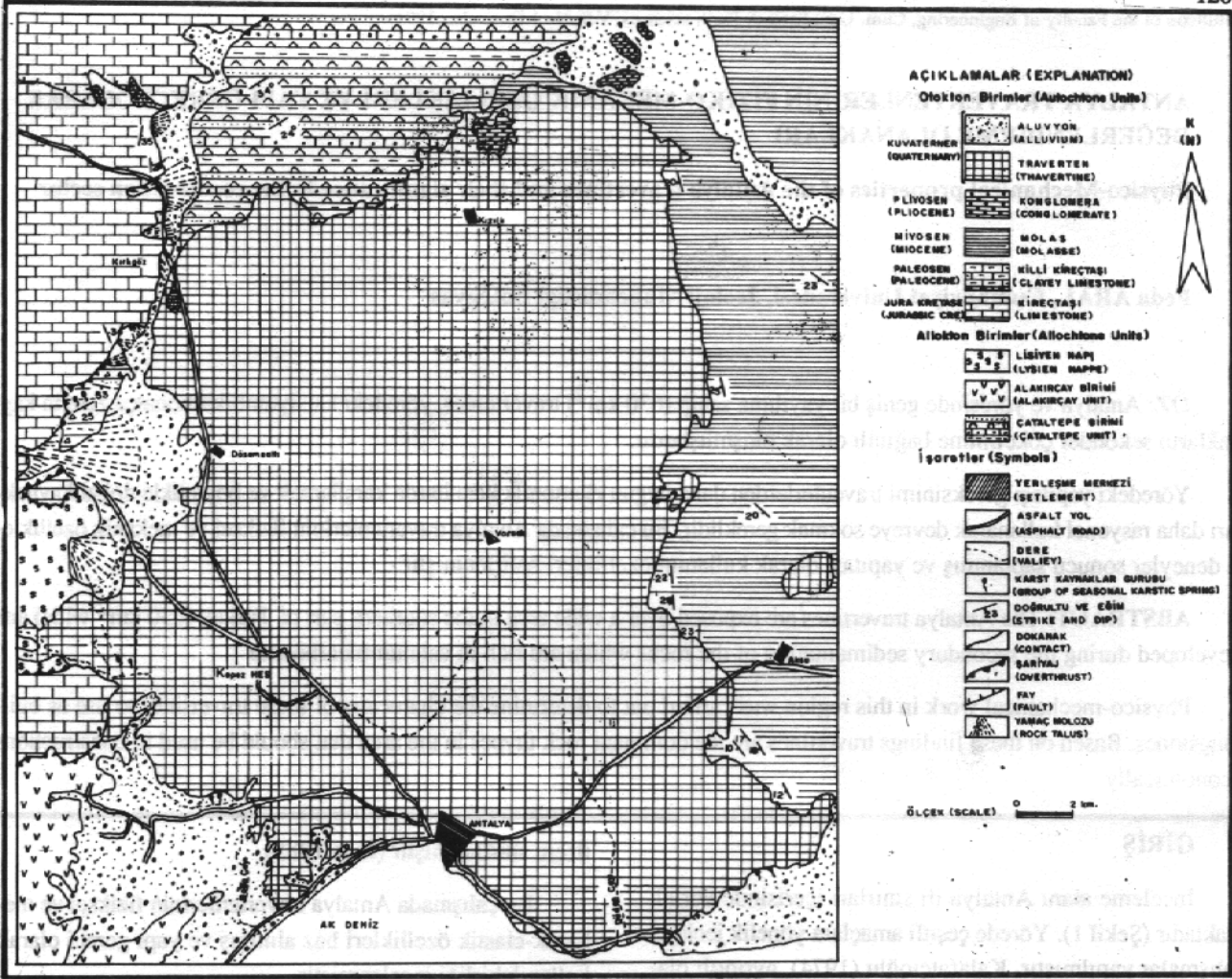
üzere sınıflanmıştır (İnan,1985).

Bu çalışmada Antalya travertenlerinin fiziksel ve mekanik-elastik özellikleri baz alınmış ve yapı gereği olarak kullanılabilirliği incelenmiştir.



Şekil 1 : Yer bulduru haritası

Figure 1 : Location map.



Şekil 2 : İnceleme alanının jeoloji haritası (İnan, 1985).
Figure 2 : The geological map of the investigated area.

ANTALYA TRAVERTENLERİNİN FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ VE YAPI GEREĞİ SINIFLAMASI

Yüzeydeki boşlukları genelde kırmızı topraklar ile doldurulmuş olan travertenlere yapı taşı olma özelliklerine bağlı olarak değişik fiziksel deneyler yapılmıştır. Belirlenen birim hacim ağırlığı, su emme, gözeneklilik, özgül ağırlık gibi fiziksel özellikler Çizelge 1 de verilmiştir.

Traverten bloklarından alınan karot örneklerinde yapılan deneylerde; gözeneklilik süngerimsi travertende oldukça yüksek (%33), diğer traverten çeşitlerinde %18-20 arasında, su emmesi süngerimsi travertende %9 diğer traverten çeşitlerinde %2,8 ile 3,2 arasında; birim hacim ağırlıkları (doğru ve kuru olmak üzere) 1,97 gr/cm³ ile 2,43 gr/cm³ arasında; özgül ağırlık 2,50 ile 2,74 arasındadır. Travertenlerin çıkarılabilmesi ve işlenebilmesi için önemli

olan sertlik ölçümlerinin incelendiğinde schmidt çekici sertliğine göre süngerimsi traverten "yumuşak kaya", diğer traverten çeşitleri "sert kaya" sınıfında yer almaktadır.

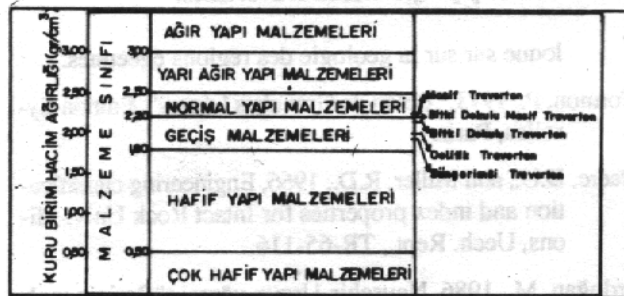
Fiziksel özellikler "T.S. 1910 Kaplama olarak kullanılan doğal taşlar" standartlarına göre; kuru birim hacim ağırlığının 2,30 gr/cm³ den aşağı olmamalı, gözeneklilik %12 den fazla olmamalıdır. Ancak Antalya travertenleri Çizelge 1 de de gözlendiği üzere kuru birim hacim ağırlığının 2,30 gr/cm³ ü bulmadığı, gözenekliliğin %12 yi aşdığı saptanmıştır. Travertenlerin T.S. 1910 standartlarına uymamasına rağmen, Perge, Üçkapılar, Kale gibi tarihi eserlerde yıllarca bozunmadan kalabilmiştir.

Comon (1973), tarafından yapılan yapı gereği sınıflamasında, Antalya travertenlerinde masif traverten ve bitki dokulu masif travertenin "normal yapı malzemesi" sınıfında olduğu, diğerlerinin ise "geçiş malzemesi" sınıfında olduğu saptanmıştır (Şekil 3).

Taşın Cinsi	Birim Hacim Ağırlığı (gr/cm ³)		Su Emme (%)		Gözeneklilik (%)	Özgül Ağırlık Gs	Schmidt Sertliği
	doygun-γ _d	kuru- γ _k	ağırlıkça	hacimce			
Masif Traverten	2,43	2,25	3,2	7,5	18	2,74	44
Bitki Dokulu Traverten	2,27	2,15	2,8	5,2	19	2,65	42
Bitki Dokulu Masif Traverten	2,33	2,20	3,0	5,5	18,5	2,66	42
Süngerimsi Traverten	2,25	1,97	9,1	14,5	33	2,50	26
Oolitik Traverten	2,27	2,01	2,9	5,3	20	2,58	40

Çizelge 1 : Travertenlerin fiziksel özelliklerinin ortalama değerleri.

Table 1 : The mean values of the physical properties in travertines.



Şekil 3 : Travertenlerin yapı gereci sınıflandırılmasındaki yeri (Cormon, 1973).

Figure 3 : The construction material classification of travertines.

ANTALYA TRAVERTENLERİNİN MEKANİK-ELASTİK ÖZELLİKLERİ VE KULLANILABİLİRLİK SINIFLAMASI

Antalya travertenlerinin mekanik-elastik özellikleri, araziden alınan numunelerin karot örneklerinde laboratuvar deneyleri yapılmıştır (Tek eksenli basınç direnci-Öb, Çekme direnci-Öç, Nokta yük direnci-Ön, Elastisite modülü -Es ve Ed). Bulunan bu değerler Çizelge 2 de verilmiştir.

Çizelge 2 irdelendiğinde Antalya travertenlerinin Deere ve Miller (1966) in "birleştirilmiş mühendislik sınıflaması" abağına göre, "çok düşük dirençli, orta modül oranlı" sınıfında olduğu görülür.

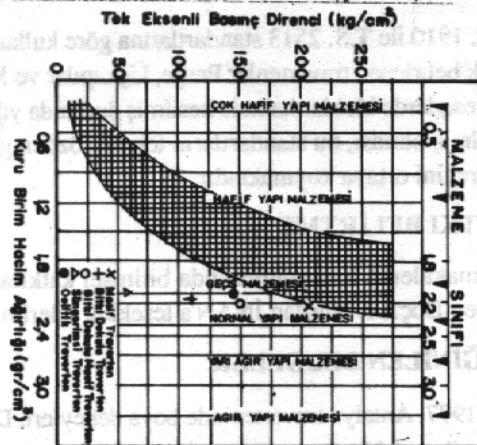
Yapılan deneylerin sonuçları, T.S. 2513 ve T.S 1910 Doğal Yapı Taşları ve Kaplama Taşları ile ilgili standartlarına göre tek eksenli basınç direnci değeri 350 kgf/cm² nin üzerinde olmalıdır. Ancak Antalya travertenleri bu so-

nucu vermeyip, en yüksek tek eksenli basınç direnci masif traverten 203 kgf/cm² ile vermektedir.

Travertenlerin bulunduğu yöre ve kullanım alanı, itibarı ile iklim olarak don olayı gözlenmediğinden (uzun yıllar ortalaması) dona karşı dayanım deneyi yapılmamıştır.

Travertenlerin mekanik-elastik özellikleri, T.S. 1910, T.S. 2513 standartlarına göre kullanılmaz olarak gösterilmektedir. Ancak çeşitli tarihi eserlerde uzun yıllar bozunmadan kalması kullanılabilirliğini göstermektedir.

Venuat (1983), tarafından verilen ve yapılarda kullanılan yapı malzemesinin tek eksenli basınç direnci ile kuru birim hacim ağırlıkları arasındaki diyagrama göre masif traverten ile bitki dokulu masif traverten "normal yapı malzemesi" olarak kullanılabilir, diğer traverten çeşitleri ise "geçiş malzemesi" olarak kullanılabilir (Şekil 4).



Şekil 4 : Travertenlerin kullanılabilirlik sınıflaması (Venuat, 1983).

Figure 4 : The classification of travertines and their fibilities according to Venuat (1983).

Taşın Cinsi	Tek eksenli basınç direnci Öb-kg/cm ²	Çekme direnci Öç-kg/cm ²	Nokta yük direnci Ön-kg/cm ²	Statik Elastite mod. Es-kg/cm ² .10 ⁴	Dinamik Elastisite mod Ed-kg/cm ² .10 ⁴	Kohezyon C kg/cm ²	İçsel Sürtünme Açısı ø°
Masif Traverten	203	30	10	5,1	60	43	44
Bitki Dokulu Traverten	105	14	6	3,8	42	22	43
Bitki Dokulu Masif Traverten	150	22	9	4,8	49	29	43
Süngerimsi Traverten	55	8	4	3,3	35	10	36
Oolitik Traverten	145	21	9	4,5	46	28	43

Çizelge 2 : Travertenlerin mekanik-elastik özelliklerinin ortalama değerleri.

Table 2 : The mean values of the mechanic-elasticity properties in travertines.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Travertenler genelde çok boşluklu (gözeneklilik %10-20 arası), özgül ağırlıkları 2,50-2,74 arasında değişmektedir. Schmidt çekici sertliğine göre süngerimsi traverten hariç diğer traverten çeşitleri "sert kaya" sınıfında yer alırlar. Tek eksenli basınç değerleri 55 kgf/cm² (süngerimsi traverten) ile 203 kgf/cm² (masif traverten) arasında değişmektedir. Yapılan birleştirilmiş mühendislik sınıflamasına göre "çok düşük dirençli-orta modül oranlı" kaya sınıfında yer almaktadır. Tek eksenli basınç direnci ile kuru birim hacim ağırlığına göre yapılan kullanılabilirlik sınıflamasında, masif traverten ile bitki dokulu masif traverten "normal yapı malzemesi" sınıfında yer almaktadır. Masif traverten ile bitki dokulu masif traverten taşıyıcı yapı taşı olarak kullanılabilirler. Bunun yanında diğer bitki dokulu traverten ve oolitik traverten ile birlikte yüzeyler parlatılarak bina dış cephe kaplamasında kullanılabilirler.

T.S. 1910 ile T.S. 2513 standartlarına göre kullanılmaz olarak belirlenen travertenler Perge, Üçkapılar ve Kale gibi tarihi eserlerde bloklar halinde kesilmiş durumda yıllarca kullanılmış olması, bu standartların tekrar gözden geçirilmesi gereğini ortaya koymaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu makalenin hazırlanmasında bilimsel katkılarını esirgemeyen Doç.Dr. Nurdan İNAN'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Altuğ, A., 1977, Antalya traverteninde boya deneyleri. DSİ. Teknik rap. No:6.

Brunn, J.H., 1970, Structures majueres et correlation strag-raphiques dans les Taurides occidentales l'eme co-

loque sur sur la geologie des regions egeennes.

Comron, P., 1973, "Beton de Granulats Légers", Edition Eyrolles, Paris.

Deere, D.U., and Miller, R.D., 1966, Engineering classification and index properties for Intact Rock Univ. Illinois, Uech. Rept., TR-65-116.

Erdoğan, M., 1986, Nevşehir-Ürgüp yöresi tüflerinin malzeme jeolojisi açısından araştırılması. Doktora tezi (yayınlanmamış), İstanbul.

Ertunç, A., 1979, Kırkgöz kaynakları ve dolayının jeolojisi. DSİ. Teknik Rap. No:32.

İnan, N., 1985, Antalya travertenlerinin oluşumu ve özellikleri. JMO Derg. S:24, 31-37.

Kalafatçıoğlu, A., 1974, Antalya Körfezi batı kısmının jeolojisi. MTA. Enst. Dergisi, No:81.

Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. TJK Bült. C:27, S:1.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1982, Türkiye'de tetisin gelişimi. Yeryuvarı ve İnsan, C:7, S:1.

Tarhan, F., ve Bulut, F., 1989, Bayburt tüflerinin fiziko-mekanik özellikleri, Mühendislik Jeolojisi Bülteni, S:11, 69-74, İstanbul.

T.S.E. 1910, 1977, Kaplama olarak kullanılan doğal taşlar. UDK 691.215, Ankara

T.S.E. 2513, 1977, Doğal yapı taşları. UDK 691.2:620.1, Ankara.

Venuat, M., 1983, "Du Béton Mousse au Béton de Polymerés", Cah., Tech., du Bafiment, No. 52, Mai, Paris.